

Universidade de Lisboa
Instituto de Geografia e Ordenamento do Território



**EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DESDE A ÚLTIMA GLACIAÇÃO NO
ALTO VALE DO RIO GARONA (PIRENÉUS CENTRAIS)**

Marcelo Vieira Fernandes

Dissertação orientada
pelo Doutor Marc Oliva i Franganillo

Mestrado em Geografia Física e Ordenamento do Território

2016

Universidade de Lisboa
Instituto de Geografia e Ordenamento do Território



**EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DESDE A ÚLTIMA GLACIAÇÃO NO
ALTO VALE DO RIO GARONA (PIRENÉUS CENTRAIS)**

Marcelo Vieira Fernandes

Dissertação orientada
pelo Doutor Marc Oliva i Franganillo

Júri:

Presidente: Doutor Gonçalo Brito Guapo Teles Vieira, Professor Associado
de Geografia e Ordenamento do Território da Universidade de Lisboa

Vogais:

- Doutora Maria da Conceição Pombo de Freitas, Professora Catedrática da
Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa
- Doutor Marc Oliva i Franganillo, Investigador Auxiliar do Centro de Estudos
Geográficos do Instituto de Geografia e Ordenamento do Território da
Universidade de Lisboa

2016

Coragem para a vida (Avô Manuel Francisco Júnior)

AGRADECIMENTOS

Depois do longo caminho ter chegado ao fim, é tempo de deixar uma calorosa palavra de agradecimento àqueles que contribuíram para a elaboração desta dissertação de mestrado e que sem os quais não teria sido possível.

Em primeiro lugar, deixo o profundo sentido gratidão à minha família pela incondicional perseverança, compreensão, alegria e financiamento ao longo de todo este ano. Estes valores foram a base para a conclusão desta dissertação.

Ao meu coordenador Professor Doutor Marc Oliva, um especial agradecimento pelo tempo dedicado na orientação e correção desta dissertação. É de enaltecer a sua postura amiga, didática e pedagógica sempre adotada nas horas de transmitir os conhecimentos necessários à elaboração desta dissertação. Um muito obrigado.

A nível institucional, agradecer ao IGOT pelo apoio logístico durante o processo de intercâmbio com a Universitat de Barcelona, passo essencial para alcançar os objetivos delineados pela dissertação. Agradecer também à *Facultat de Geografia i Història da Universitat de Barcelona* que me acolheu durante a estadia e facultou condições ideais de trabalho, assim como ao Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa por ter facultado o Laboratório de Processos Costeiros. Por fim, não quero deixar este parágrafo sem agradecer aos Serviços de Ação Social da Universidade de Lisboa pelo apoio que sempre me deram para completar este ciclo da minha vida.

Ao Pedro Palma, um agradecimento pelas horas dedicadas a ensinar-me a trabalhar com os modelos glaciários, ao Jesús Fernández pelas contribuições durante o trabalho de campo e à Vera Lopes pelo apoio e paciência constantes durante o trabalho de laboratório.

Para terminar, agradecer aos meus amigos que sempre estiveram presentes, quer nas horas de trabalho e dedicação, quer nas horas de boémia e prazer da vida. Salientar o nome do Luís Lopes pela ajuda e partilha de opiniões durante todo ano, com especial ênfase no decorrer do trabalho de campo onde esteve sempre a pensar no próximo.

ÍNDICE

Índice.....	I
Resumo.....	III
Abstract.....	IV
1. Introdução.....	1
2. Área de estudo.....	3
2.1. Geologia e Geomorfologia.....	5
2.2. Clima.....	8
2.3. Biogeografia.....	9
2.4. Administração e contexto histórico.....	11
3. Estado da arte: Da Última Glaciação aos dias de hoje: consequências geomorfológicas das alterações climáticas quaternárias nos ambientes de montanha.....	13
3.1. Última glaciação.....	14
3.1.1. Cronologia global.....	14
3.1.2. A Última Glaciação nas montanhas da Península Ibérica.....	16
3.1.3. O impacto geomorfológico da Última Glaciação nos Pirenéus.....	18
3.2. Deglaciação.....	22
3.2.1. A deglaciação à escala global.....	22
3.2.2. Na Península Ibérica.....	23
3.2.3. O processo da deglaciação nos Pirenéus.....	23
3.3. Holocénico.....	24
3.3.1. A variabilidade climática holocénica.....	24
3.3.2. A Península Ibérica durante o Holocénico.....	25
3.3.3. Cronologia e efeitos da variabilidade climática nos Pirenéus.....	26
3.4. Processos atuais.....	27
3.4.1. Aquecimento pós-LIA (Little Ice Age) nas montanhas das médias latitudes.....	27
3.4.2. Processos geomorfológicos nas montanhas da Península Ibérica.....	27
3.4.3. Dinâmica glaciária e periglaciária atual nos Pirenéus.....	28
4. Metodologia.....	29
4.1. Base cartográfica.....	29
4.2. Caracterização climática.....	30
4.3. Análise geomorfológica.....	32
4.3.1. Cartografia geomorfológica.....	32
4.3.2. Recolha e tratamento de sedimentos.....	33
4.4. Reconstrução de paleoglaciares e ELA's (Equilibrium Line Altitude).....	34
5. A glaciação no alto vale do rio Garona.....	37

5.1. Complexos morénicos no alto vale do rio Garona.....	37
5.1.1. Complexo morénico da fase 1.....	38
5.1.2. Complexo morénico da fase 2.....	44
5.1.3. Complexo morénico da fase 3.....	51
5.1.4. Complexo morénico da fase 4.....	63
5.2. Paleoglaciaers e ELA's	65
6. Dinâmica geomorfológica pós-glaciária no vale de Ruda.....	75
6.1. Cartografia geomorfológica de forma e processos.....	75
6.2. O regime térmico do solo.....	96
7. Discussão de resultados.....	101
7.1 Evolução glaciária no alto vale do rio Garona no contexto das montanhas do sul de Europa.....	101
7.2 Dinâmica ambiental pós-glaciária no vale de Ruda.....	111
8. Conclusões.....	116
9. Bibliografia.....	120

RESUMO

O objetivo desta dissertação é melhorar o estado atual do conhecimento sobre o comportamento glaciário no alto vale do rio Garona, Pirenéus Centrais, e a sua evolução ambiental pós-glaciária, nomeadamente no vale de Ruda, a partir de uma aproximação multidisciplinar usando técnicas próprias da geomorfologia, sedimentologia, deteção remota e modelação.

O alto vale do rio Garona apresenta uma ampla distribuição de depósitos e formas glaciárias e periglaciárias formadas por distintos processos geomorfológicos frios herdados e atuais. A paisagem atual é consequência da intensidade e extensão dos glaciares durante a Última Glaciação e a evolução ambiental posterior. Desde a fase de máxima expansão glaciária durante o último ciclo glacial pleistocénico o processo de deglaciação foi gradual, com quatro fases identificadas: Fase 1- glaciares de vale e pé de montanha (Último Máxima Glaciar global); Fase 2- extensos glaciares de vale (Oldest Dryas); Fase 3- glaciares nas partes altas dos tributários (Younger Dryas); Fase 4- glaciares de circo (Holocénico).

Hoje, não há glaciares na área de estudo e a dinâmica geomorfológica nas partes mais elevadas da bacia do rio Garona, nomeadamente no vale de Ruda, desenvolve-se de acordo com uma estrutura vertical que inclui três domínios geocológicos: subnival (1.500-1.900 m), nival (1.900-2.300 m) e periglaciário (2.300-2.800 m).

Palavras-chave: Alto vale do rio Garona, Pirenéus Centrais, Glaciação, Deglaciação, Dinâmica geomorfológica

ABSTRACT

The objective of this thesis is to present data allowing for a better understanding of our present-day knowledge about the glaciation of the upper Garonne valley, Central Pyrenees, as well as its subsequent post-glacial evolution in the Ruda valley. This has been achieved through the use of a multidisciplinary approach combining data from different disciplines, such as geomorphology, sedimentology, remote sensing and modelling.

The high lands of the Garonne River include a wide range of glacial and periglacial deposits and landforms left by past and present cold geomorphological processes. The current landscape is a consequence of the intensity and extent of glaciers during the Last Glaciation and the subsequent environmental evolution. Since the last maximum expansion of glaciers occurred during the last Pleistocene glacial cycle, the deglaciation process was gradual, with four different periods: Stage 1- Development of valley and piedmont glaciers (Last Glacial Maximum); Stage 2- Extensive valley glaciers (Oldest Dryas); Stage 3- Glaciers in the upper parts of the valleys (Younger Dryas); Stage 4- Cirque glaciers (Holocene).

Nowadays, there are no glaciers in the study area and geomorphological processes in the high lands of the Garonne basin, namely in the Ruda valley, are staggered in altitude following three geocological areas: subnival (1500-1900 m), nival (1900-2300 m) and periglacial (2300-2800 m).

Key-words: Upper Garona valley, Central Pyrenees, Glaciation, Deglaciation, Geomorphological processes

1. INTRODUÇÃO

Este trabalho surge no contexto académico do Instituto de Geografia e Ordenamento do Território da Universidade de Lisboa e resulta, sob forma de dissertação de mestrado, no último elemento de avaliação do mestrado em Geografia Física e Ordenamento do Território. Enquadra-se nas áreas do conhecimento da Geografia Física, mais especificamente na temática da dinâmica geomorfológica durante o Quaternário nos ambientes da alta montanha ibérica.

O trabalho pretende reconstruir a dinâmica da paisagem no alto vale do rio Garona (Pirenéus Centrais) desde a Última Glaciação. A vasta área de estudo de 1.260 km² abarca as águas que escoam desde a sua cabeceira no pico de Saboredó (2.829 m), atravessam todo o Val d'Aran (Espanha), em Marignac (França) recebe as águas que provêm do rio La Pique (França) e termina no complexo morénico mais externo, a sul de Montréjeau (França). Ressalva-se um dado importante, este trabalho dá primazia ao vale do curso principal do rio Garona.

A primeira abordagem consistiu na interpretação do retrocesso glaciário a partir da análise sequencial dos registos de erosão e acumulação deixados pelo glaciário durante o seu recuo. Complementa-se esta perspectiva com a modelação dos paleoglaciares e o cálculo de indicadores morfológicos (ELA's, extensão, espessura, volume) para cada uma das várias fases de retrocesso glaciário. Seguidamente focou-se o interesse na caracterização dos processos geomorfológicos pós-glaciários das partes mais altas do rio Garona, nomeadamente no vale de Ruda. A distribuição das formas e processos geomorfológicos que acontecem na atualidade neste vale foi complementado com a análise dos dados térmicos de uma sequência de sensores para controlar as temperaturas da superfície do solo a altitudes entre os 1.600 e os 2.500 m. Assim, pode-se inferir uma sequência altitudinal de ambientes morfogénicos na atualidade em função das condições meteorológicas existentes.

Este trabalho preenche uma lacuna no conhecimento da geografia da Última Glaciação e evolução ambiental pós-glaciária nos Pirenéus Centrais, nomeadamente do Val d'Aran, onde são escassos (e antigos) os trabalhos que tratam esta temática. A inovadora metodologia multidisciplinar usada nesta dissertação abre novas perspectivas para

melhorar no futuro o estado atual do conhecimento da cronologia e evolução ambiental das montanhas ibéricas desde a Última Glaciação até os nossos dias.

2. ÁREA DE ESTUDO

A investigação desenvolve-se no alto vale do rio Garona que está situado na vertente setentrional dos Pirenéus Centrais (latitude 42-43° N, e longitude 0-1° E). É uma região transnacional administrada entre França e Espanha. A parte francesa é gerida pelo departamento de Haute Garonne, dentro da região de Midi-Pyrénées e em Espanha está instalada na comarca do Val d’Aran, que constitui uma região natural do extremo ocidental do norte da Catalunha (Figura 1).



Figura 1. Península Ibérica e limites administrativos em torno da área de estudo.

Este vale está delimitado pela sua rede hidrográfica, faz fronteira a sul com as cabeceiras dos rios Noguera Ribagorçana e Ésera, a este com a Noguera Pallaresa, que confluem no rio Segre e finalmente no rio Ebro. A oeste encontra-se o rio La Neste, afluente do rio Garona. Para norte fluem as águas do Garona, passando pelas cidades francesas de Toulouse e Bordéus e acabam por desaguar no estuário do Gironda, instalado no Golfo da Biscaia, já no Atlântico. A área de estudo tem 1.260 km² de superfície, atinge os 3.000 m s.n.m.¹ na sua cabeceira (Tuc de Mulièrs e Tuc de Bessibèrri Nòrd) e termina na bacia glaciária a sul de Montréjeau, já no sopé setentrional da cordilheira dos Pirenéus a 500 m. O Garona recebe as águas de inúmeros

¹ s.n.m.=acrónimo de “sobre o nível do mar”

tributários: Ruda, Valarties, Aiguamòg, Nere, Joeu, Unòla, Varradós, Toran e Pique (Figura 2).

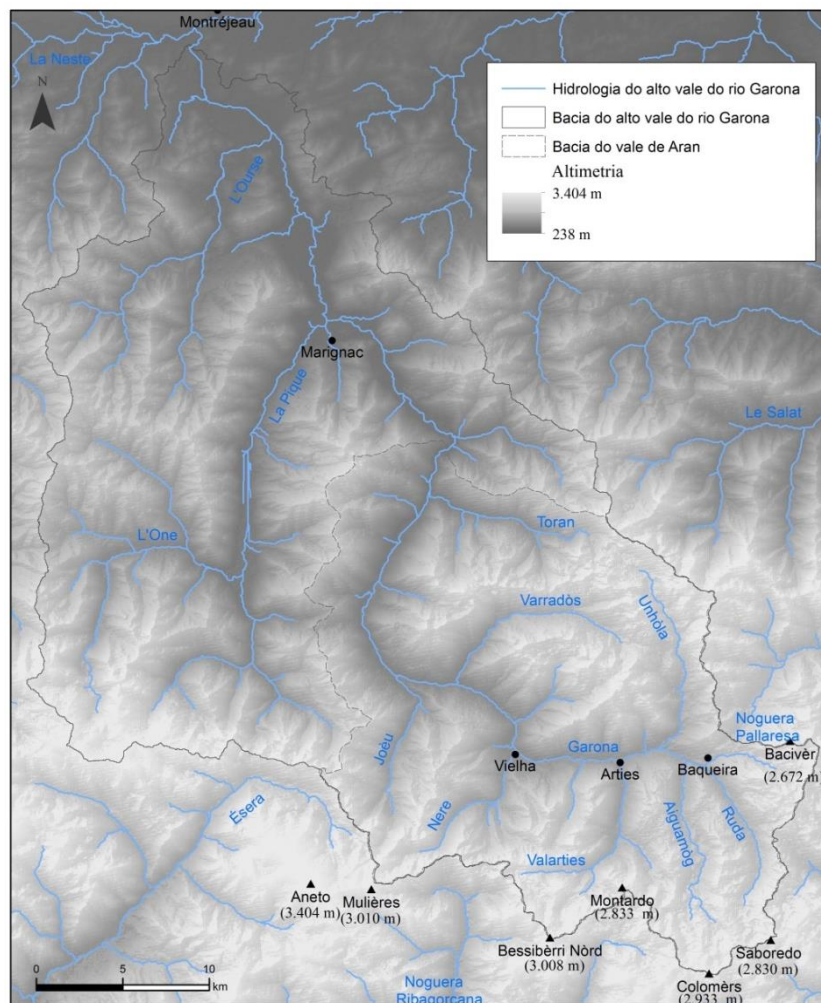


Figura 2. Topografia e hidrografia da área de estudo.

Segundo Liébana (2011) pensa-se que a palavra Garona provém de *Garunna* registada pela primeira vez pelo imperador romano Júlio César. Este hidro-topónimo de provável etimologia ibero-basca é composta inicialmente por “*Kar*” que significa “pedra” e por “*umna*” ou “*unna*” que significa “rio”. O uso do topónimo poderia referir-se à própria dinâmica fluvial do rio e à sua capacidade de transporte. Por outro lado, “*Aran*” é um termo pré-romano que tem origem na língua basca e significa “vale”; portanto, literalmente, “Val d’Aran” significa o vale do vale, numa clara referência à geografia alongada do vale.

2.1. GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA

Os Pirenéus são uma cordilheira montanhosa levantada pela colisão entre a microplaca ibérica com a euroasiática e são compostos por três compartimentos geológicos. O primeiro é o eixo axial ou Pirenéus Centrais, formado durante a orogenia varisca (ou hercínica) e muito marcado pela intrusão de material plutónico em rochas paleozoicas já instaladas. Mais tarde, durante a orogenia alpina, surge uma reativação das fraturas hercínicas, processo responsável pelo rejuvenescimento do relevo e, nas margens do eixo axial, pelo levantamento do segundo compartimento, as serras intrapirenaicas; por sua vez, na periferia levantam-se os Pré-Pirenéus (Kleinsmiede, 1960; Serrat et al., 1994). A fraca intensidade na orogenia alpina permitiu a conservação das estruturas hercínicas (Bordonau, 1985). O contacto entre o alinhamento W-E dos Pirenéus e as bacias subjacentes (bacia do Ebro-sul e bacia Aquitana-norte) é assimétrico, a sul encontra-se uma fase de transição relativamente suave em contraste com a fronteira norte mais abrupta (Lynn, 2005).

As rochas paleozoicas instaladas antes do primeiro ciclo orogénico eram constituídas por pelitos, arenitos, grauvaques com intercalações de calcários e microconglomerados (Câmbrico e Ordovícico; 544-439 Milhões de anos; Ma), ardósias (Silúrico; 439-409 Ma), e por calcários e turbiditos silício-clásticos (Silúrico superior e Devónico; ≈409-363 Ma). Estas rochas estão associadas a uma auréola de metamorfismo regional hercínica com epicentro nos afloramentos de material ígneo plutónico de Lès e Bossòst. No final do ciclo orogénico hercínico é produzido o maciço granítico de Madaleta (um batólito) que afeta as partes altas de Mulières, Ruda, Colomèrs, Montardo e Marimanha. O ciclo alpino é responsável por pequenos retalhos de lenhites e bacias lacustres associadas à distensão mio-pliocénica (Kleinsmiede, 1960; Serrat et al., 1994).

O substrato rochoso do Val d'Aran faz parte do eixo axial. Segundo o mapa litológico 1:250 000 do ICGC (Instituto Cartográfico e Geológico da Catalunha), o Val d'Aran tem uma percentagem de materiais de natureza sedimentar detrítica de cerca de 55% tendo como exemplos importantes as brechas, arenitos, conglomerados e lutitos; e com 23% de material sedimentar carbonatado, essencialmente calcários, 6% de rochas metamórficas, quase exclusivamente ardósias; e por fim, 17% de material intrusivo

plutónico com os granitos e granodioritos como os mais representativos deste sistema litológico (Figura 3).

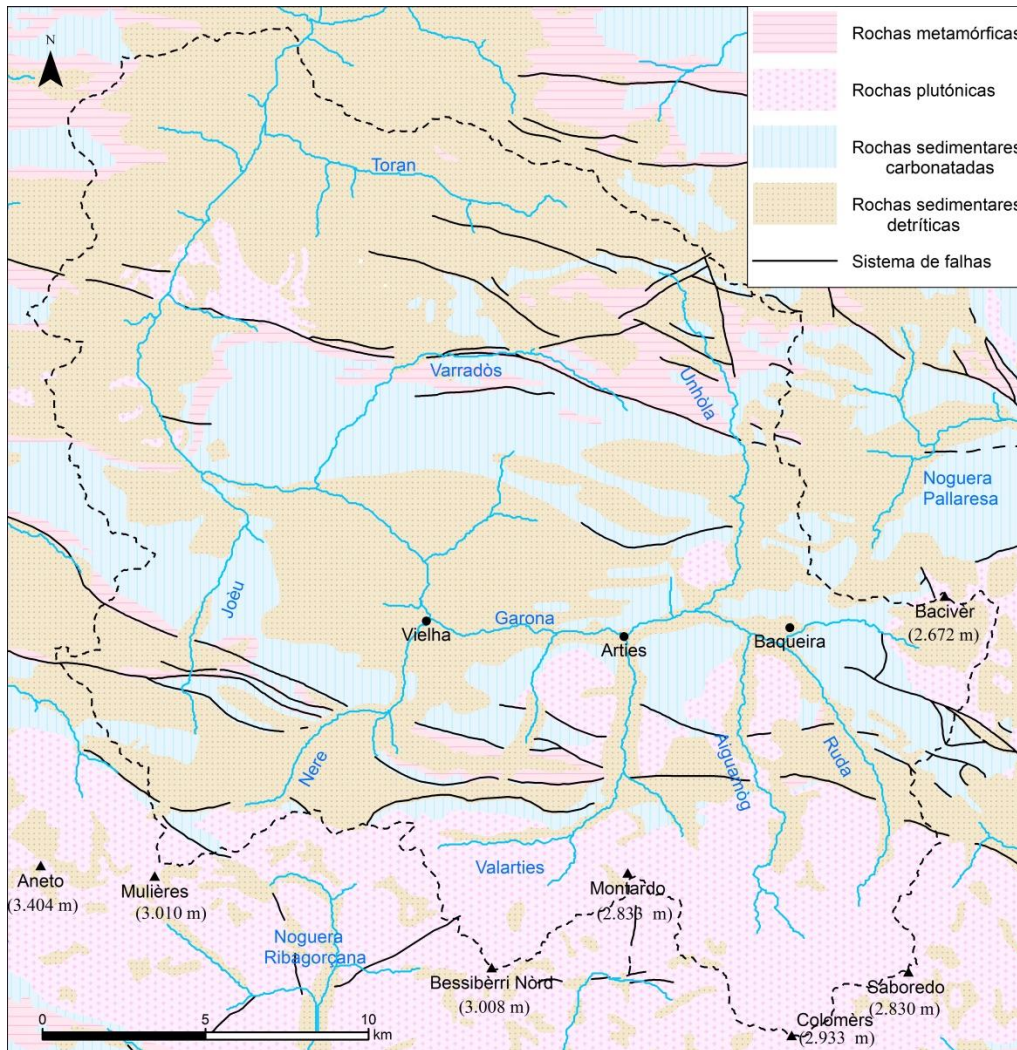


Figura 3. Mapa litoestrutural do Val d'Aran com base no mapa litológico 1:250 000 (ICGC).

As elevadas alturas da cabeceira do rio Garona permitiram que a dinâmica ambiental quaternária tivesse um forte impacto na paisagem da área. O Val d'Aran, assim como o resto dos Pirenéus Centrais, foi fortemente afetados pela sequência de glaciações quaternárias e a posterior evolução pós-glaciária (Kleinsmiede, 1960; Calvet et al., 2011). Em consequência, nas partes elevadas do rio Garona são abundantes os exemplos de clássicos vales glaciários em forma de “U”, com muitas e variadas formas de erosão e acumulação glaciárias (Figura 4) (Bordonau, 1985; Serrat et al., 1994; Martí Soler, 1988). Hoje, a geomorfologia do Val d'Aran é caracterizada por um andar de processos periglaciários ativos que cobre as vertentes das partes altas a partir de aproximadamente 2.000 m, com morfologias periglaciárias herdadas a alturas inferiores (Martí Soler,

1988). A dinâmica fluvial, nival e de vertente vêm colmatando o fundo dos vales com leques e planícies aluviais, assim como, de forma geral, suavizando as vertentes dos tributários com avalanches e deslizamentos (Bordonau, 1985).



Figura 4. Mapa geomorfológico de Val d’Aran (Atlas Comarcal de Catalunya: Geografia Física). Legenda do topo para a base: 1- plataforma de abrasão glaciária; 2-depósitos morênicos; 3-circos glaciares; 4- umbral glaciário; 5-covão glaciário; 6-transfluência ou difluência glaciária; 7- movimentos de massa em vertente; 8-leque aluvial; 9-depósito aluvial; 10- formação cárstica; 11-supercifíe de aplanamento.

Nas áreas mais elevadas onde o frio e o vento são intensos, os solos são incipientes ou inexistentes, com presença de superfícies rochosas. Nestas áreas, as condições climáticas imperantes favorecem a meteorização física da rocha, com fracos processos de alteração química (Bolós, 1994). Os solos que encontramos no Val d’Aran são em função da estrutura rochosa que os suporta (basicamente brechas, arenitos, conglomerados, calcários e granitos), das atividades antrópicas que dele se ocupam (agricultura e pastorícia) e da geomorfologia, onde os processos de acumulação e erosão têm um papel fundamental na gênese dos grandes grupos de solos que se classificam segundo a nomenclatura da FAO (Food and Agriculture Organization, Nações Unidas) de regossolos (pouco desenvolvidos) e umbrisolos (muito desenvolvidos, ou seja

orgânicos); menos representados são aluviossolos, cambissolos, Gleisolos e Podzois (Boixadera et al., 2014).

2.2. CLIMA

As médias latitudes do Atlântico Norte recebem a influência dos sistemas ciclônicos subpolares e do anticiclone subtropical dos Açores. Durante o período estival, as condições sinópticas são principalmente estáveis devido à maior presença deste anticiclone sobre a Península Ibérica. E durante o inverno boreal, as células ciclônicas subpolares acompanhadas de sistemas frontais migram com mais frequência e persistência para sul afetando diretamente a Península Ibérica. Ainda nesta estação, o anticiclone da Sibéria também pode transportar ventos frios e secos para latitudes meridionais do sul da Europa. Associado à dinâmica do Atlântico Norte, os ventos de oeste (*westerlies*) no Hemisfério Norte acompanham a face polar das células anticiclônicas subpolares conferindo-lhe diferentes comportamentos distintos do verão para inverno, ou seja, uma circulação zonal ou mais meridional, respetivamente (Barry e Chorley, 2003).

Os sistemas montanhosos têm um papel preponderante no clima regional e local. A orografia força uma diminuição térmica de $0,65^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (Martín-Vide et al., 2011), um incremento da precipitação e variações significativas nas condições de vento (Barry e Chorley, 2003). Os Pireneus, juntamente com outras cordilheiras a estas latitudes como os Alpes ou as montanhas dos Balcãs, configuram fronteiras climáticas naturais entre os climas de influência oceânica de escassa amplitude térmica e precipitações bem repartidas ao longo do ano e o Mediterrâneo de verões quentes e secos e invernos suaves e relativamente húmidos (Chazarra et al., 2011). No que toca aos Pireneus, o efeito de barreira limita a entrada de massas de ar atlânticas, húmidas e frescas, para oeste. A disposição, orientação e o declive das vertentes também condicionam diferentes regimes microclimáticos dentro do vale.

O Val d'Aran é das áreas com maior precipitação dos Pireneus Centrais, distribuídas de maneira relativamente homogénea entre as quatro estações, atingindo valores acumulados de 900 mm aos 980 m (Vielha- centro do Val d'Aran) e aumentando

significativamente a partir dos 2.000 m como é o caso de Port de la Bonaigua que chega aos 1.232 mm de precipitação anual (Figura 5). Em termos de temperatura, a isotérmica dos 10°C encontra-se logo a partir dos Pré-Pirenéus (Martín-Vide et al., 2011) entre os 650 e 1.000 m e em Vielha, segundo as normais de 1961-1990 o valor médio anual são 9,6°C. A 2.260 m (Port de la Bonaigua) existe uma temperatura média de 2,7 °C, com valores médios de inverno de -4 °C, primavera de 0,6 °C, verão 10 °C e outono 4 °C e com mínimas absolutas que atingem -22,5°C (Figura 5).² São também áreas ventosas onde os máximos já chegaram aos 200 km/h (Martín-Vide et al., 2011).

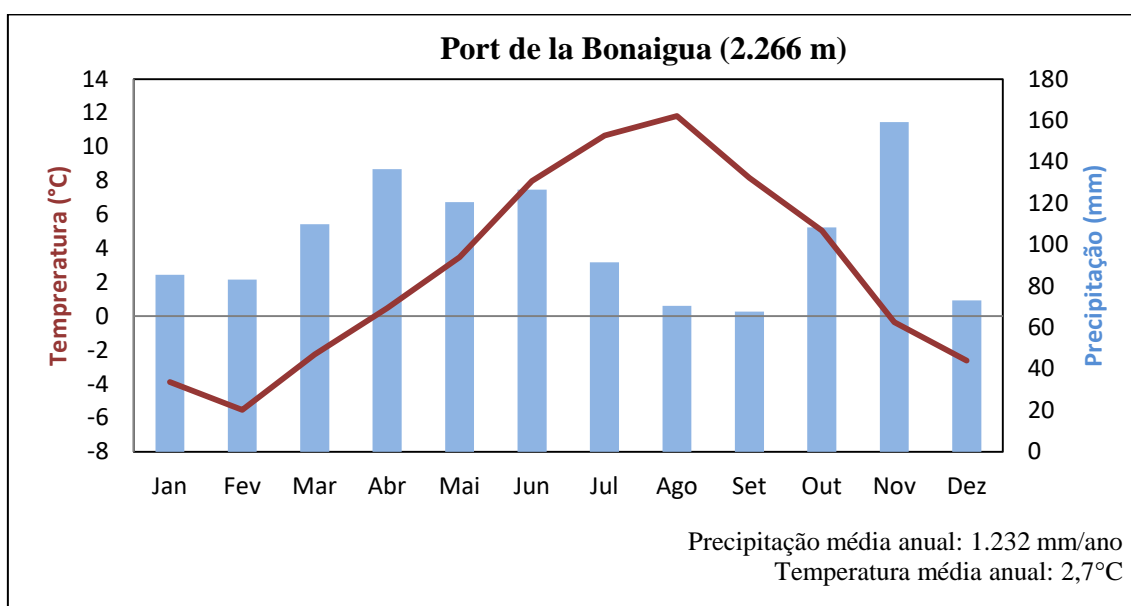


Figura 5. Gráfico termopluiométrico da estação do Port de la Bonaigua (2009-2014; fonte: Servei Meteorològic de Catalunya).

2.3. BIOGEOGRAFIA

O Val d'Aran encontra-se na região biogeográfica eurosiberiana ou medioeuropeia, caracterizada por bosques de folha plana e caduca. A orografia favorece a presença de características da região borealpina com os bosques de conífera boreal (taiga) e de pastos (prados alpinos). Faz também fronteira com a região mediterrânica de bosques sempre verdes e folha dura e pequena (zona esclerófila). Estas regiões juntas desenharam

² Nas proximidades do Val d'Aran, a 2.860 m (Pic de Midi) a temperatura média anual é de -1,2°C (Rivas-Martínez e Costa, 1998).

a configuração biogeográfica da Europa Ocidental (Bolós e Vigo, 1984). Aumentando a escala, a área de estudo insere-se na subregião Alpino-Caucásica, província Pirenaica, setor dos Pirenéus centrais, subsetor Alto pirenaico, distrito norte pirenaico no subdistrito Aranês (Rivas-Martínez e Costa, 1998).

Nas montanhas mais altas dos Pirenéus, o frio associado à altitude impossibilita o desenvolvimento, em geral, das plantas mediterrâneas que são substituídas por espécies europeias, de clima atlântico (Bolós e Vigo, 1984). Os principais fatores condicionantes da distribuição das comunidades vegetais são a altitude e a orientação das vertentes que condicionam a influência do ar marítimo húmido do Atlântico. A paisagem vegetal do Val d'Aran é semelhante a outros vales dos Pirenéus setentrionais, contudo encontram-se algumas diferenças visto que nas partes mais altas já se encontram algumas espécies submediterrâneas. Desta forma existem duas áreas bem distintas, as partes baixas de Aran e tributários expostos a norte onde se encontram as últimas espécies de clima atlântico em contraste com as partes altas de Aran e os tributários de caráter mais meridional (Figura 6) (Bolós, 1994).

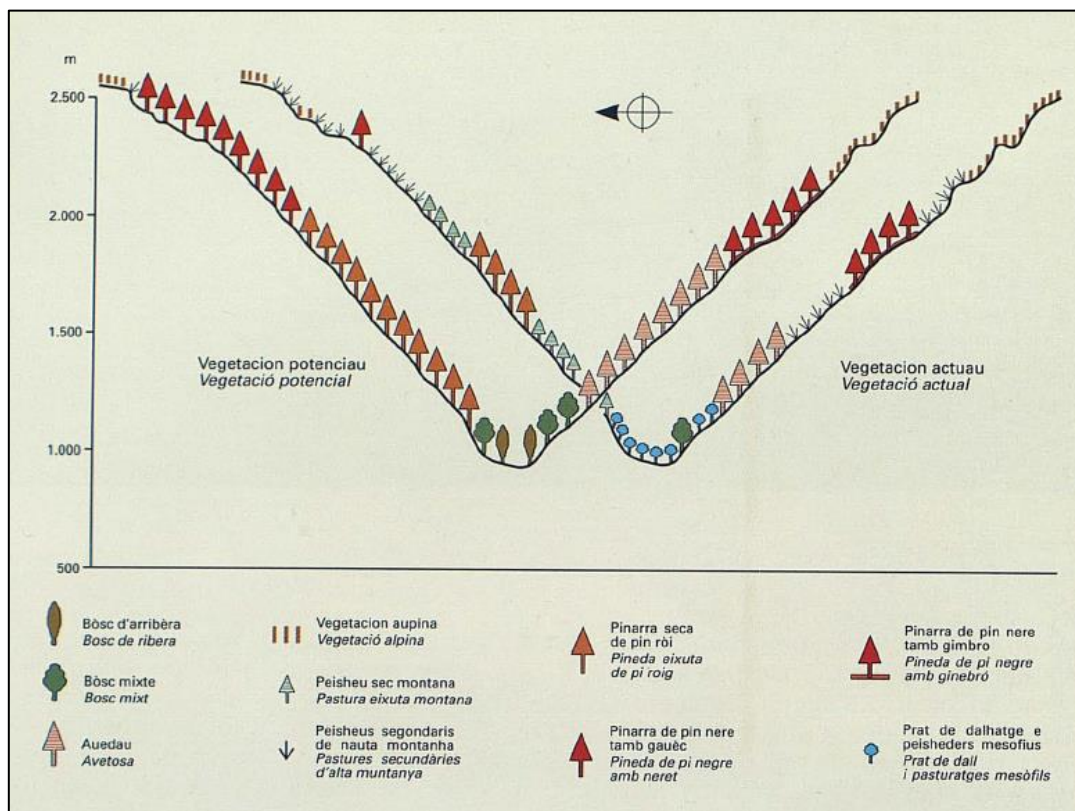


Figura 6. Perfis de vegetação potencial e atual na parte alta do Aran (Bolós, 1994).

A distribuição biogeográfica das espécies permite fazer uma divisão por pisos bioclimáticos: o piso de colina ou submontanha (500-900 m) com vegetação ripícola, higrófila, climatófila, mesófila com bosques de carvalho húmidos ou mistos e prados de feno com encostas de urze que são efeito da atividade antrópica; o piso de montanha (900-1.300 m) com bosques de faia; o piso subalpino (1.300-2.000 m) de vegetação climatófila com bosques de abeto (*Abies alba*) e taiga boreal nas partes mais baixas e bétulas com *Pinus uncinata* nas partes mais altas; o piso alpino (>2.000 m) com vegetação herbácea climatófila de prados acidófilos nos fundos de vale assim como nos topos das vertentes e com bosques que deixam o seu caráter húmido, substituído pelo bosque submediterrâneo de carvalhos, especialmente refugiados no sopé das vertentes expostas a sul enquanto na outra banda predominam os pinheiros e mantém-se o abeto (Figura 6) (Rivas-Martínez e Costa, 1998; Bolós, 1994).

2.4. ADMINISTRAÇÃO E CONTEXTO HISTÓRICO

O Val d’Aran, em língua occitana, Vall d’Aran em catalão ou ainda Valle de Arán em castelhano, é uma comarca da Catalunha onde se preserva a língua românica occitânica na variante do gascão, que se ramifica no aranês, língua falada, ensinada e única oficialmente reconhecida das línguas occitanas.

A comarca de Val d’Aran divide-se em 9 municípios e a sua capital é Vielha. De montante para jusante, os aglomerados mais importantes na área de estudo são Baquèira, Salardú, Arties, Garós, es Bòrdes, Bossòst, Les que perfazem aproximadamente 10.000 habitantes e segundo os dados municipais de 2009 com densidades de 16 hab/km².

A comarca do Val d’Aran tem um órgão de gestão próprio (*Conselh Generau d’Aran*), consequência do histórico isolamento desta comarca de montanha. A presença de neve durante 6-7 meses por ano, e a estrutura do relevo, impossibilitou o contato com o resto de Catalunha até aos anos 1950 (só a través do Port de la Bonaigua era possível, a 2.260 m). A abertura do Túnel de Vielha em 1948 permitiu o gradual desenvolvimento do turismo no Val d’Aran, com maior importância nos últimos 20 anos. De uma economia baseada no setor primário, com a exploração de madeira, gado e pastagens, passa-se a

uma terciarização da estrutura económica. O turismo, com o desenvolvimento da indústria hoteleira, foi o motor desta mudança, que beneficiou dos desportos e lazer de natureza neste ambiente de montanha (Vidal et al., 1994). Um importante marco nesta evolução foi a abertura da estação de neve de Baquèira-Beret, em 1964, a maior dos Pirenéus com 155 km de pistas.

Historicamente, a atividade humana começou a modificar a paisagem com práticas agrícolas e de pastorícia a partir do Holocénico Médio. Estudos com base nas características polínicas, matéria orgânica e sua relação com a degradação física dos grãos de quartzo demonstram que os primeiros registos da intervenção do homem nas montanhas ibéricas usando incêndios como ferramenta foram há 4,6 ka cal BP (Ruiz-Fernández et al., 2015). A Idade do Bronze, há 3,5-3 ka cal BP foi o período de maior frequência desta prática. Os limites destas atividades ainda se encontram preservados nos topos das vertentes e fundos de vale, marcados pela vegetação que ainda não atingiu o estado de bosque (García Ruiz et al., 2015).

3. DA ÚLTIMA GLACIAÇÃO AOS DIAS DE HOJE: CONSEQUÊNCIAS GEOMORFOLÓGICAS DAS ALTERAÇÕES CLIMÁTICAS QUARTERNÁRIAS NOS AMBIENTES DE MONTANHA

A variabilidade climática observada na Terra durante o Quaternário reflete as complexas interações entre os ciclos orbitais e os seus efeitos retroativos sobre o sistema Terra (oceano, atmosfera, hidrosfera, criosfera e biosfera), com alterações de curta e longa duração (Alverson et al., 2002).

Durante os últimos 2,6 milhões de anos (período Quaternário) os registos sedimentares oceânicos preservaram evidências de dezenas de períodos glaciários intercalados por períodos interglaciários. Estes ciclos (Figura 7) mostram uma tendência gradual de arrefecimento do planeta e uma maior amplitude no final do Quaternário (Huddart e Stott, 2010). Um período glaciário a nível global comporta uma redução da temperatura da superfície da Terra durante dezenas de milhares de anos, tendo como consequência a expansão das massas de gelo nas regiões polares e subpolares e nas áreas de montanhas (Alverson et al., 2002).

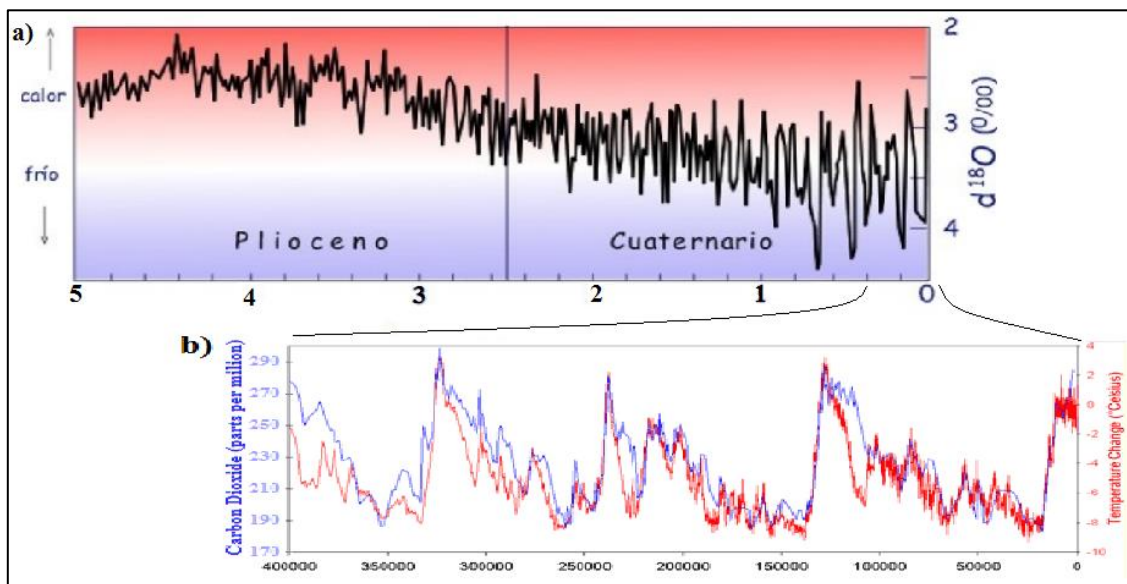


Figura 7. Evolução do isótopo $\delta^{18}\text{O}$ durante os últimos 5 milhões de anos em sedimentos marinhos indicativa da variabilidade das temperaturas no globo (Uriarte, 2010) e evolução da relação entre as temperaturas e o dióxido de carbono nos últimos 400 ka (Petit et al., 1999).

A base da variabilidade climática quaternária está definida pelas alterações da órbita da Terra em torno do Sol explicada pela teoria de Milankovitch. Este matemático sérvio

definiu três fatores que causam mudanças na radiação solar incidente na superfície terrestre: excentricidade (ciclo de 100 ka), obliquidade (41 ka) e precessão (19/23 ka). A combinação entre os três fatores determina a evolução climática na Terra. Além disso, há outros elementos que podem influenciar a variabilidade climática e o seu impacto no sistema natural, a diferentes escalas temporais: variações do comportamento do sol, dinâmica da órbita da Terra-Lua, impacto de meteoritos, dinâmica da tectónica de placas, intensidade da atividade vulcânica e composição atmosférica (Bell e Walker, 2005; Huddart e Stott, 2010).

Cada fase glaciária está sujeita a uma intensificação ou mitigação determinada por efeitos retroativos. As temperaturas têm consequências na tipologia e quantidade das precipitações, e os dois fatores têm implicações na distribuição das áreas sujeitas a processos glaciários e periglaciários. A extensão das áreas ocupadas pelos glaciares e pela dinâmica periglaciária condicionam a magnitude e intensidade de uma série de processos retroativos: albedo da superfície terrestre e marinha, concentração de gases de efeito estufa na troposfera, extensão da superfície ocupada pelas florestas ou a tundra, aumento da superfície congelada subsuperficialmente (permafrost³), alteração da circulação atmosférica e oceânica, atividade biológica nos oceanos, etc. (Nesje e Dahl, 2000).

3.1. ÚLTIMA GLACIAÇÃO

3.1.1. Cronologia global

A Última Glaciação iniciou-se no culminar do último interglaciário (Eemiano) há 120-115 ka BP e terminou após o seu período mais frio, o Máximo da Última Glaciação (LGM)⁴, há 26,5-19 ka (Clark et al., 2009). Assim como os restantes períodos glaciários, o último também foi marcado por uma constante instabilidade climática,

³ Permafrost é um solo ou rocha permanentemente congelado, com uma duração mínima de dois anos (French, 2007).

⁴ Conceito global do termo inglês *Last Glacial Maximum* (LGM).

caracterizado por frequentes e intercaladas fases mais frias e fases mais quentes (Daansgard et al., 1993).

É importante salientar que a Máxima Expansão Glaciária (MIE)⁵ (Figura 8) foi assíncrona, com diferença de milhares de anos entre distintas áreas, em função da combinação de temperatura e precipitação. O LGM global coincide com a cota mínimo do nível médio das águas do mar ~120 m abaixo do nível atual (Clark et al., 2009) que significou a redução de cerca de 3% do volume dos oceanos com um arrefecimento da temperatura da sua superfície e implicou importantes alterações da circulação oceânica e atmosférica (Huddart e Stott, 2010).

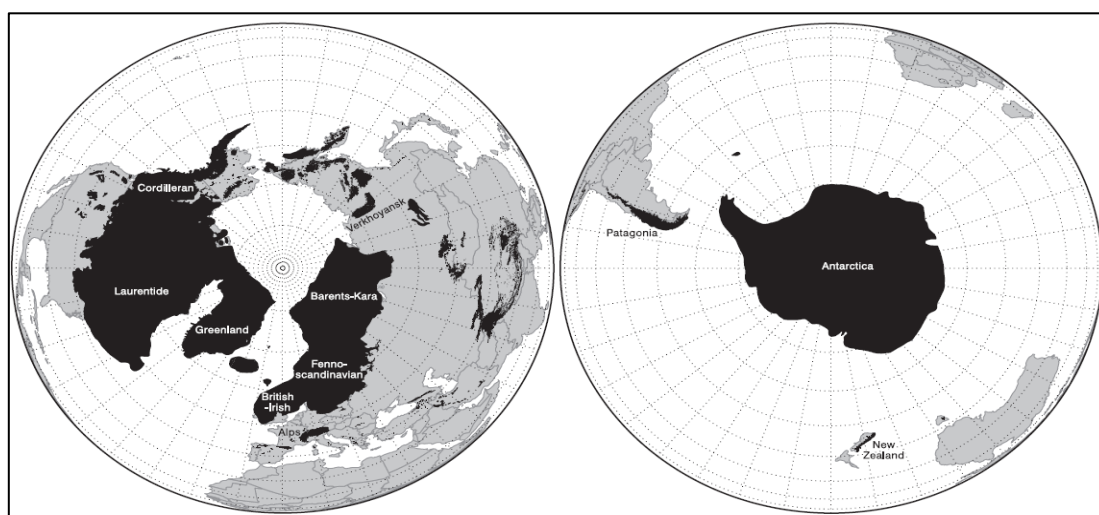


Figura 8. Área coberta pelos glaciares (a preto) durante a MIE (Ehlers e Gibbard, 2007).

O estudo de isótopos marinhos e terrestres permitiu quantificar a redução da temperatura média durante o LGM. Nos trópicos as temperaturas médias globais desceram 0-3°C, nas altas latitudes cerca de 20°C e >10°C na Europa central (Bell e Walker, 2005; Wu et al., 2007), com temperaturas sazonais entre os 4 e 8°C nos meses mais quentes e entre -20 a -25°C nos mais frios (Huijzer e Vandenberghe, 1998). As regiões polares estavam cobertas por calotes de gelo e nas montanhas das médias e altas latitudes os processos glaciários e periglaciários eram mais importantes do que na atualidade (Bell e Walker, 2005). Nas áreas continentais livres de gelo das altas latitudes, dominavam os ambientes periglaciários, possivelmente em contextos mais rigorosos de aridez, ventos e efeito de continentalidade. As condições muito frias e

⁵ Conceito generalizado do termo inglês *Maximum Ice Expansion* (MIE).

secas favoreceram a expansão do permafrost, nomeadamente no Hemisfério Norte, que atingiu uma extensão de quase 25.10^6 km² (French, 2007; Vandenberghe et al., 2014). Também favoreceram a presença de um vasto ambiente de tundra, com mobilização e deposição eólica de sedimentos (*loess*) nas margens das antigas calotes glaciárias e com permafrost contínuo. Nas médias latitudes, muitas áreas a alturas relativamente baixas foram afetadas por processos periglaciários (ex. Meseta, na Península Ibérica) relacionadas com a presença de solo sazonalmente congelado ou permafrost marginal nas áreas mais frias (French, 2007).

3.1.2. A Última Glaciação nas montanhas da Península Ibérica

A Península Ibérica, localizada entre as latitudes subtropicais e o Atlântico Norte, é uma área com uma elevada sensibilidade climática (Pérez Obiol e Julià, 1994). No contexto ibérico, os fatores locais, nomeadamente a altitude, tiveram um papel fulcral no desenvolvimento dos glaciares durante a Última Glaciação. No geral, as montanhas ibéricas com altitudes superiores a 2.000 m foram intensamente glaciadas (Calvet et al., 2011), contudo a sua extensão dependeu de outros fatores locais, como a proximidade ao mar e a latitude. Neste sentido, a glaciação nas montanhas da Península Ibérica pode organizar-se em dois grandes grupos, em função da sua influência mais atlântica ou mediterrânica: i) montanhas temperadas húmidas distribuídas pelas cordilheiras da fachada norte e franja noroeste e ii) montanhas mais secas do centro e este da península (Deltell, 2006; Domínguez-Villar et al., 2013; Gómez Ortiz et al., 2015). A distribuição da altitude da linha de equilíbrio (*Equilibrium Line Altitude*; ELA⁶), nas montanhas ibéricas (Figura 9) segue um aumento norte-sul (latitude) e oeste-este (distância ao mar Mediterrâneo) (Pérez-Alberti et al., 2004).

⁶ ELA: *Equilibrium Line Altitude* traduzido pela altitude da linha de equilíbrio trata-se do patamar onde o balanço de massa entre a acumulação de gelo e degelo é nulo (Vieira, 2004).

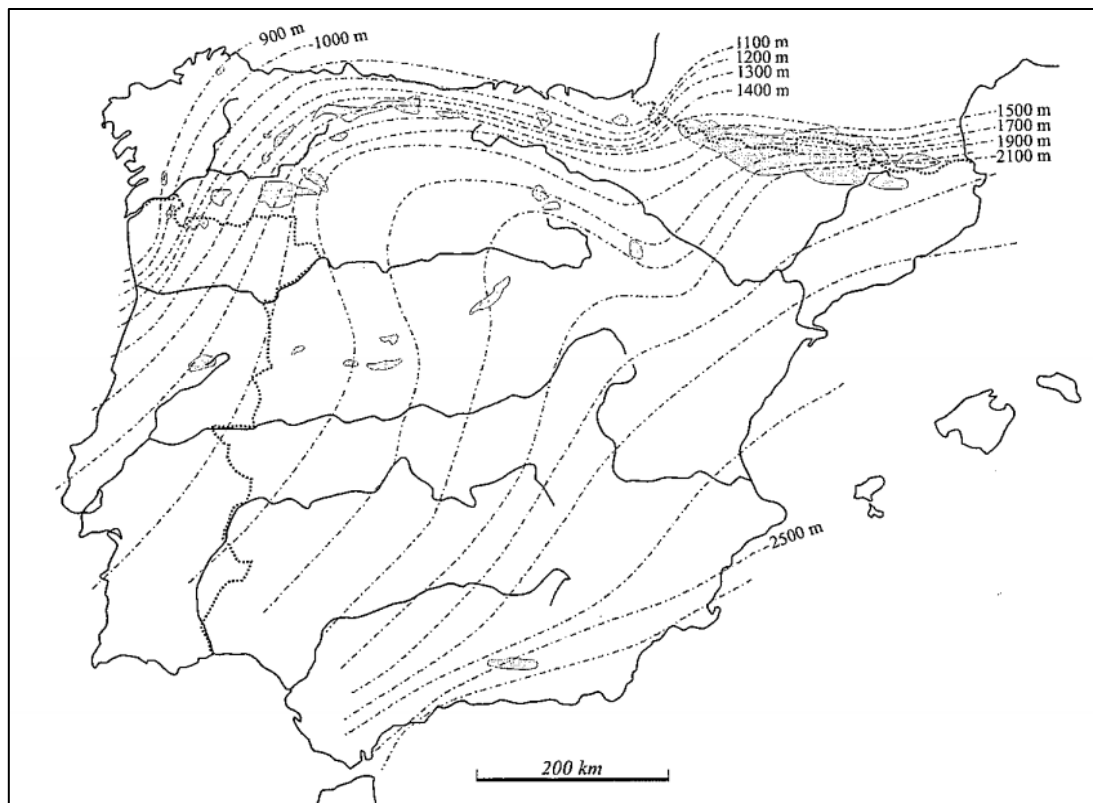


Figura 9. Distribuição da altura da ELA na Península Ibérica (Pérez-Alberti et al., 2004).

Durante o LGM, período mais frio da Última Glaciação, quando as temperaturas desceram 6-11°C (Kuhlemann et al., 2008), as línguas glaciárias nas montanhas de caráter mais seco e árido tiveram menos comprimento e não ultrapassaram as poucas dezenas de quilómetros. Enquanto nas montanhas mais húmidas, nomeadamente nos Pirenéus, a expressão das línguas glaciárias foi mais intensa, chegando quase à centena de quilómetros (Calvet, 2004).

Os glaciares modelaram o relevo pré-existente já condicionado pelas repetidas glaciações quaternárias. Contudo, paisagem atual das altas montanhas ibéricas está fundamentalmente condicionado pela última fase avanço glaciário e posterior recuo (Calvet, 2004; Gómez Ortiz et al., 2015). A evolução temporal da MIE durante a Última Glaciação na Península Ibérica foi assíncrona (Pérez-Alberti et al., 2004; Serrano et al., 2016; Turu et al., 2016). As datações absolutas nas montanhas de influência atlântica mostraram que a MIE foi antecipada ao LGM global (Serrano et al., 2016). Na Cordilheira Cantábrica encontram-se inúmeros exemplos datados entre os 45 e 35 ka,

como nos Picos de Europa em 37,2 ka cal⁷ BP (Ruiz-Fernández et al., 2016), Alto Campoo em 35,2 ka cal BP (Serrano e Gómez-Lende, 2015), em Enol e Comeya há cerca de 40 ka cal BP (Moreno et al., 2009; Jiménez-Sánchez e Farias, 2002) e antes de 30 ka BP na Serra da Estrela (Vieira et al., 2001). Enquanto nas montanhas do centro da Península Ibérica, têm-se mostrado sincrónicas com LGM global como Guadarrama (25-19 ka; Palacios et al., 2012a), Gredos (26-24 ka; Palacios et al., 2011). No extremo sul da Península, na Sierra Nevada, a MIE aconteceu há 32-30 ka (Gómez Ortiz et al., 2015; Palacios et al., 2016).

Durante a MIE, nas áreas marginais ao domínio glaciário imperou o ambiente periglaciário. Nesta fase, os processos periglaciares atingiram as cotas mais baixas, com o desenvolvimento de formas e depósitos periglaciares. Ocupavam o topo dos planaltos onde a topografia não favorecia a formação de glaciares, com desenvolvimento de solos ordenados, superfícies de crioplaneação e campos de blocos, e as vertentes médias e baixas dos altos vales com glaciares rochosos, taludes de detritos, depósitos de vertente e evidências de permafrost acima dos 1.130 m (Oliva et al., 2016a).

3.1.3. O impacto geomorfológico da Última Glaciação nos Pirenéus

Os Pirenéus foram o sistema montanhoso mais extensamente glaciado de toda a Península Ibérica (Figura 10). Os primeiros trabalhos sobre a glaciação pleistocénica nos Pirenéus de finais do século XIX foram complementados recentemente com variadas técnicas de datação absoluta (Penk, 1885; Taillefer, 1954, 1957, 1969; Kleinsmiede, 1960; Hubschman, 1984; Calvet, 2004; Jiménez-Sánchez et al., 2013; Palacios et al., 2015a, 2015b). A disponibilidade de evidências glaciárias sugere que os Pirenéus responderam aos estímulos globais, de uma forma atenuada e assíncrona devido às condições latitudinais e de transição entre o Mediterrânico e o Atlântico (Turu et al., 2016). Este facto não invalida as diferenças cronológicas e regionais dentro da própria cordilheira (Delmas et al., 2011; Delmas, 2015).

⁷ Cal, significa que a datação foi calibrada. Alguns métodos de datação absoluta, como as datações por radiocarbono C¹⁴, necessitam de ser calibrados para corrigir a variabilidade natural deste isótopo na atmosfera.

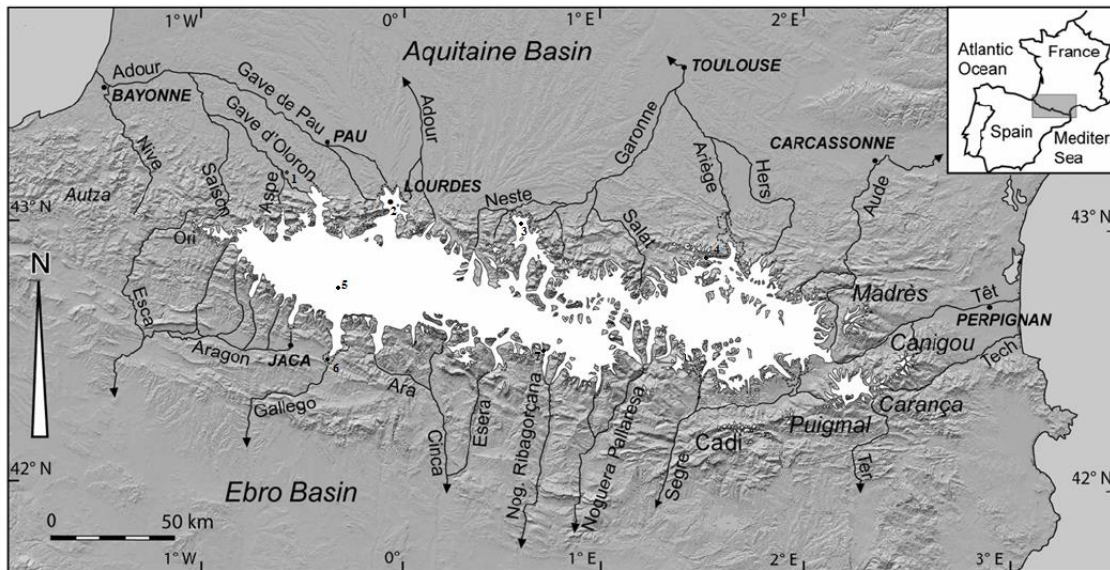


Figura 10. Extensão da área glaciada nos Pirenéus durante o MIE (Pallàs et al., 2006).

A MIE pirenaica ocorreu durante o MIS4⁸ (70-57 ka; Palacios et al., 2015a; Turu et al., 2016), contudo existem diferenças significativas entre as distintas áreas da cordilheira (Calvet et al, 2011; Delmas, 2015).

Na vertente setentrional, na bacia Aquitana, a MIE foi definida com base em vários tarolos sedimentares. Em Gave de Pau, numa unidade glaciolacustre da sequência sedimentar pós-glaciária de Biscaye, encontrou-se material proglaciário datado em 38,4 ka. Pensa-se que este depósito morénico se formou entre 70-50 ka cal BP porque o modelo de sedimentação extrapolou a idade da base para ~45 ka cal BP (Mardones e Jalut, 1983), recentemente calibrada entre 47,9 e 39,5 ka cal BP. Dados comparáveis, recolhidos de tarolos sedimentares glaciolacustres de Estarrès (Gave de Ossau) (Jalut et al., 1988) e Barbazan (Garona) (Andrieu et al., 1998) reportaram idades de 33,8-29,5 e 39,4-32- ka cal BP, respetivamente. Mais para este, na sequência de Freychinède (Ariège) a máxima extensão foi datada em 27,3-24 ka cal BP (Jalut et al., 1982) e no vale do rio Têt, já no setor mais oriental dos Pirenéus, o MIE ficou estabelecido no MIS2 (29-14 ka; Delmas et al., 2008).

A cronologia sugere que a MIE na metade sul pirenaica é síncrona com o LGM global (Bordonau, 1992; Pallàs et al., 2006). A revisão das datações pelo método de ¹⁴C em

⁸ MIS 4 corresponde ao estado isotópico marinho número 4 (tradução do inglês Marine Isotope Stage 4).

sequências glaciolacustres, por exemplo Llestui (Noguera Ribagorçana), mostra que o MIE na vertente sul dos Pirenéus foi atingido entre os 23,6-20,7 ka cal BP, 24,1-27,8 ka cal BP e 24,1-27,8 ka cal BP (Bordonau et al., 1993). No entanto, García Ruiz et al. (2003) engloba o vale de Gállego na dinâmica da fachada setentrional dos Pirenéus porque as datações de OSL nas sequências morénicas de Aurín formadas durante o MIE foram datadas em 85 ka. O vale Aragon mostrou um MIE parecido ao de Cinca, datado por OSL em 67 ka (García Ruiz et al., 2013). Mais para este, em Andorra, o MIE não está datado, no entanto a segregação de duas línguas glaciárias durante a deglaciação está datada em 38,1-39,7 ka cal BP (Turu et al., 2016), o que exclui um máximo glaciário síncrono com o LGM global. Nos vales onde o MIE foi antecipado, o LGM fez-se notar por um avanço glaciário que quase atingiu os limites da MIE (Stange et al., 2014).

Em termos geomorfológicos, a localização dos depósitos da fase MIE está inventariada mas por vezes pouco clara devido à deterioração dos depósitos glaciários. A maior parte dos estudos feitos nos Pirenéus centram-se nos complexos morénicos terminais e têm excluindo os depósitos alojados no vale e nos circos glaciários (Delmas, 2015). Ressalva-se ainda que nos Pirenéus encontram-se vários exemplos onde a MIE não atingiu os depósitos de anteriores glaciações (Stange et al., 2014), nomeadamente no rio Garona e Ariège (Delmas, 2015). Segundo Palacios et al. (2015), a complexidade morénica do vale glaciário depende da prévia topografia; no caso de um vale encaixado pode-se encontrar apenas uma moreia poligénica e se for uma área plana e aberta encontram-se vários complexos poligénicos separados.

Na cordilheira dos Pirenéus não se desenvolveu uma calote de gelo individualizada, senão muitos glaciares de vale com presença de nunataks nas partes mais elevadas. As línguas glaciárias nos maciços orientados a norte representaram 75% do volume glaciário da cordilheira (Goron, 1941; Taillefer, 1984), a ALE oscilou entre os 1.200 e 1.600 m com frentes no sopé das montanhas (400 m) e espessuras de gelo que chegaram a quase 1.000 m (Calvet, 2004). Enquanto na mais modesta glaciação da vertente sul dos Pirenéus, a ELA estava aproximadamente a 2.000-2.300 m, com as suas frentes contidas no interior dos vales, até nos 800 m e com línguas glaciárias entre 500 a 800 m de espessura de gelo (Martí Soler, 1988; García Ruiz e Martí Bono, 1994; Calvet, 2004).

No alto vale do rio Garona, área de estudo desta tese, foram realizados trabalhos focados na sua glaciação desde os anos 40 do século XX, nomeadamente na parte francesa. Na bacia terminal glaciária de Barbazan, sistemas morénicos, terraços fluvioglaciários e tills foram identificados e atribuídos a uma fase de génese glaciária (Goron, 1941; Taillefer, 1954, 1984). A distribuição e características sedimentares dos depósitos diferenciaram duas fases glaciárias (Hubschman, 1975; Taillefer 1984). Mais tarde, os três sistemas morénicos localizados na base da bacia foram atribuídos à Última Glaciação com respetivas idades correlacionadas com a sequência glaciolacustre do lago de Barbazan: o mais externo, ao MIE (>33,8-29,5 cal ka); o mais desenvolvido, com arcos e moreias frontais, ao LGM global; e o último, atribuído a uma pulsação já dentro da fase da deglaciação (Adrieu et al., 1988; Andrieu, 1991). O recente trabalho de Stange et al. (2014) (Figura 11a) distingue os sistemas morénicos com base na sua degradação, morfologia e distribuição e reforça a ideia de que o complexo externo é do MIS4 e os internos são do MIS2.

Nas partes altas do rio Garona, foram conduzidos trabalhos relacionados com as principais formas glaciárias do Val d'Aran (Mianes, 1955), as condições locais e estruturais do vale, identificação e caracterização de formas de erosão e acumulação glaciária e periglaciária dos tributários Unhòla, Vadarros, Toran (Martí Soler, 1988), Joeu e Nere (Bordonau, 1985). Mais tarde, Bordonau (1992) propõe uma reconstituição muito genérica da espessura e geografia dos gelos durante o MIE (Figura 11b). Contudo, ainda assim falta um trabalho de detalhe que integre de um ponto de vista geomorfológico, as evidências glaciárias e periglaciárias, além de fornecer um marco cronológico para as diferentes fases inferidas desde a Última Glaciação e a posterior evolução ambiental pós-glaciária.

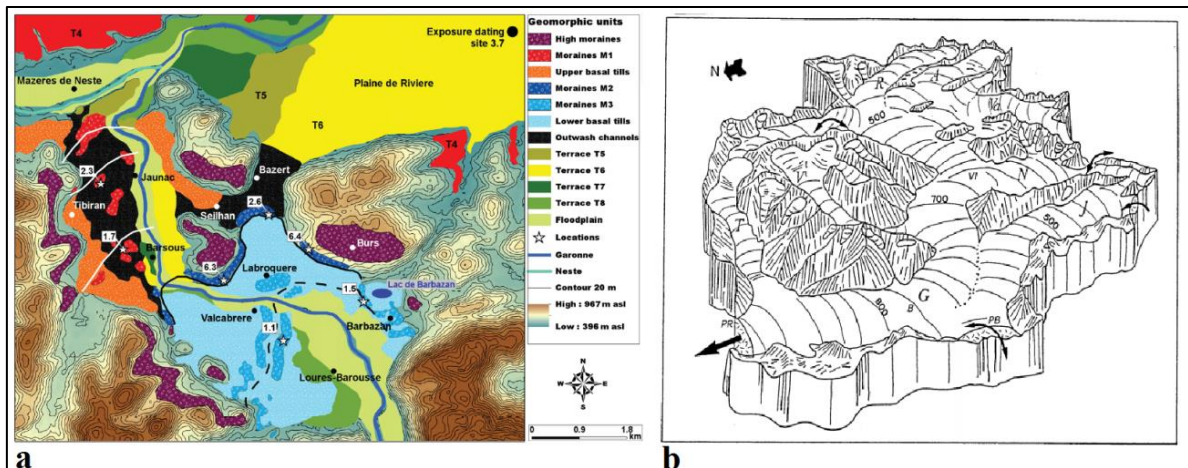


Figura 11. Trabalhos geomorfológicos já existentes para o alto vale do rio Garona: a) esquema geomorfológico da distribuição do complexo glaciofluvial do setor terminal na bacia de Barbazan, formado durante a Última Glaciação (Stange et al., 2014), e b) proposta de reconstrução genérica da extensão e espessura das línguas glaciaárias no Val d’Aran (Bordonau, 1992).

3.2. DEGLACIAÇÃO

3.2.1. A deglaciação à escala global

A deglaciação - ou última transição glaciário-interglaciário - teve início entre o aumento da temperatura logo após o LGM e termina com o rápido e brusco aumento térmico registado no início do Holocénico (Huddart e Stott, 2010; Darnault et al., 2012; Palacios e García Ruiz, 2015). O aumento da radiação solar incidente na superfície terrestre (Imbrie et al., 1984) foi acompanhado de complexos processos de efeitos retroativos (diminuição da extensão do gelo marinho, aumento do nível médio do mar, libertação de gases efeito de estufa, alterações do albedo terrestre, recolonização dos bosques, etc.) que causaram um aumento significativo das temperaturas a escala global e iniciaram a deglaciação de muitas das áreas glaciadas do globo (Hoek, 1997; Alley e Clark, 1999; Renssen e Isarin, 2001; Clark et al., 2009).

A deglaciação é caracterizada pela alternância de climas frios e quentes, com rápidas transições (Taylor et al., 1993). Após o LGM, teve lugar um período quente com rápido e intenso recuo dos glaciares (19-17 ka BP) que foi seguido de uma expansão dos glaciares durante o Dryas Antigo (17-15 ka BP) acompanhado de uma descida da

temperatura na Europa de 5-10°C e o aumento da aridez. Posteriormente, ocorre um rápido degelo glaciário durante o Bølling–Allerød (14,7-12,9 ka BP) devido ao aumento das temperaturas (ex: Europa subiu de média 4°C) e, finalmente, antes do Holocénico, houve um novo rápido, seco e frio evento (descida da temperatura no norte europeu em 5-6°C) que surge durante o Dryas Recente (12,9-11,7 ka BP) e implicou um avanço glaciário em muitas áreas do planeta (Clark et al., 2012; Moreno et al., 2014; Palacios e García Ruiz, 2015).

3.2.2. *Na Península Ibérica*

Os processos geomorfológicos e ecológicos na Península Ibérica responderam à variabilidade climática registada no Atlântico Norte, mais especificamente Europa, contudo de uma forma assimétrica (García Ruiz et al., 2016). Os glaciares de todas as montanhas ibéricas mostraram um reavanço síncrono ao LGM e sofrem posteriormente um rápido recuo dos glaciares (Delmas, 2015). Esta tendência climática levou os glaciares para as cotas mais altas das montanhas até o período do Dryas Antigo, que promoveu um relativo reavanço glaciário. De seguida, aquele registo é retomado por um ambiente mais quente e húmido, durante o Bølling–Allerød, e os glaciares recuam até aos circos glaciários ou, acabam mesmo por desaparecer. No Dryas Recente, a temperatura média anual desceu 2-3°C (Moreno et al., 2014), em conjunto com um ambiente mais árido (Dormoy et al., 2009), reativou mais uma vez a atividade glaciária, formando pequenos glaciares de circo e glaciares rochosos nos Pirenéus, Cantábrico e Sistema Central. A vegetação também respondeu recuando a extensão de floresta (García Ruiz et al., 2016).

Em termos geomorfológicos, o recuo das línguas glaciárias durante a deglaciação expôs formas de erosão como os clássicos vales em forma de U e superfícies polidas com estrias glaciárias. No campo das formas de acumulação, o fundo dos vales foram assoreados por sedimentos glaciofluviais, as vertentes e sopés instabilizadas foram cobertas por depósitos de vertente e ao longo de todo o vale, as línguas glaciárias abandonaram depósitos glaciários como tills, blocos erráticos e sistemas morénicos diversos que, por vezes, isolavam lagos (Nesje e Dahl, 2000).

3.2.3. *O processo da deglaciação nos Pirenéus*

Como já foi mencionado, o conhecimento e cronologia da deglaciação pirenaica ainda continua em investigação. Os Pirenéus tiveram uma deglaciação antecipada face às restantes áreas da Europa. Muitos dos glaciares da vertente sul da cordilheira já tinham recuado do seu MIE por volta dos 30 ka (Jalut et al., 1982; Martí Soler, 1988; García Ruiz et al., 2003; González-Sampériz et al., 2006) como por exemplo o circo glaciário de Portalet (1.802 m) que em 33,7-32 ka cal BP já estava descoberto de gelo.

De forma geral, a deglaciação pós-LGM foi caracterizada por um rápido recuo das massas de gelo tão substancial que durante o Dryas Antigo os glaciares já se encontram nas partes superiores dos vales e o ambiente de estepes tinha aumentado. Logo de seguida, com as condições mais quentes e húmidas que caracterizaram o Bølling–Allerød, o bosque aproveita para subir em altitude e os glaciares recuam novamente, ficando desta apenas alguns vestígios de glaciares de circo. Mais tarde, durante o Dryas Recente assistiu-se a um avanço dos glaciares que chegaram aos 4 km de comprimento, quase sempre dentro dos circos, com desenvolvimento também de glaciares rochosos (González-Sampériz et al., 2006; Delmas, 2015; García Ruiz et al., 2016).

Nas partes altas dos vales e circos glaciários, o domínio periglaciário esteve ativo durante a deglaciação, mais ou menos intenso em função das condições climáticas. Durante o Dryas Antigo formaram-se glaciares rochosos acima dos 2.250 m com vasto domínio de permafrost acima dos 2.490 m, assim como de solos ordenados e depósitos de vertente de origem periglaciária acima dos 700 m. No Dryas Recente, os glaciares rochosos tornaram-se gradualmente inativos abaixo dos 2.300 m, forma-se uma nova geração de glaciares rochosos e permafrost acima dos 2.350 m, e depósitos periglaciários de vertente acima dos 900 m (Oliva et al., 2016a). No alto vale do rio Garona parece plausível encontrar uma sequência da deglaciação com o mesmo modelo das outras áreas dos Pirenéus Centrais, no entanto não há dados da cronologia absoluta.

3.3. HOLOCÉNICO

3.3.1. *A variabilidade climática holocénica*

O Holocénico é o atual período interglaciário e teve início há 11.7 ka cal BP com um forte aquecimento térmico devido ao aumento das temperaturas estivais e continua até os nossos dias. A insolação da Terra que está relacionada com as variações orbitais e oscilações da atividade solar, teve um papel central na variabilidade climática do Holocénico (Mayewski et al., 2004). Nas altas latitudes do Atlântico Norte ocorreram seis flutuações entre 10,9 e 1,7 ka cal BP (Jalut et al., 2000) com um intervalo de aproximadamente 1500 anos, tiveram implicações climáticas significativas, de diferente natureza e magnitude no continente europeu (Bond et al., 2001). Apesar de eventos pontuais e pronunciados em termos climáticos, observou-se uma tendência de aquecimento geral até aos 6 ka BP que gradualmente permitiu a instalação do clima mediterrânico nas médias latitudes. A partir do Holocénico Médio há uma alternância de períodos frios e quentes, com índices de humidade oscilantes no continente europeu.

No fim do Holocénico tem lugar um novo período frio, a Pequena Idade do Gelo (LIA)⁹, entre os séculos XIV e XIX, em que os glaciares de montanha expandiram significativamente e os processos periglaciários aumentaram a sua extensão (Bradley e Jones, 1992; Grove, 2004). Desde finais do século XIX esses glaciares têm vindo a retirar-se ou mesmo a desaparecer e a atividade periglaciária a subir em altitude (Oliva et al., 2011).

3.3.2. *A Península Ibérica durante o Holocénico*

A Península Ibérica foi particularmente sensível à variabilidade climática de curto-prazo durante o Holocénico (Moreno et al., 2012). Nos últimos 6 ka BP instala-se o clima mediterrânico na Península Ibérica, com o desenvolvimento de verões secos (Jalut et al., 2000). As alterações introduzidas na vegetação pelo novo clima foram incrementadas pela atividade humana desde o início 4,5-4 ka BP nos Pireneus Orientais (Jalut et al., 2000). A evolução climática na Península a partir do Holocénico Médio, incluindo a LIA, segue uma pauta semelhante àquela acontecida no continente europeu.

⁹ Conceito global do termo inglês *Little Ice Age* (LIA).

Durante o Holocénico só as montanhas ibéricas mais altas tiveram glaciares, nomeadamente Picos de Europa (González-Trueba, 2006), Pirenéus (García Ruiz et al., 2015) e Serra Nevada (Oliva et al., 2014). Os processos periglaciários foram ativos só nas mais altas áreas das montanhas e muito influenciados pela variabilidade climática holocénica, nomeadamente durante os períodos mais frios (Oliva e Gómez Ortiz, 2012; García Ruiz et al., 2014). Entre as morfologias periglaciárias desenvolvidas durante o Holocénico destacam-se os glaciares rochosos, que na Sierra Nevada permaneceram ativos até 7,5 ka (Gómez Ortiz et al., 2012) e nos Pirenéus, onde alguns formaram-se há 6 ka BP (Serrano e Agudo, 2004). Geformas associadas à solifluxão tiveram condições de desenvolvimento durante os períodos frios e húmidos holocénicos (Oliva, 2009), assim como solos ordenados, fluxos de detritos, protalus ramparts ou protalus lobes (González-García, 2014; Oliva et al., 2016a). No último milénio, observou-se na Sierra Nevada variações na atividade geomorfológica, especialmente no andar periglaciário, a instabilidade de vertente foi intensa de acordo com as condições de humidade e temperatura, nomeadamente em períodos frios e húmidos (Oliva e Gómez Ortiz, 2011).

3.3.3. Cronologia e efeitos da variabilidade climática holocénica nos Pirenéus

A dinâmica geomorfológica das partes altas dos Pirenéus, durante o Holocénico foi definida basicamente por processos periglaciários e por uma dinâmica glaciária residual durante os períodos mais frios e húmidos nos mais altos maciços.

Datações por cosmogénicos e análises geomorfológicas e sedimentares mostram que circos glaciários estiveram livres antes de 12,7 ka cal BP, como o circo de Marboré (García Ruiz et al., 2014). Posteriormente, durante o Holocénico Médio surge um reavanço glaciário que desenvolve moreias de vales (5,2 ka; cal BP; Gellatly, 1992) e de sopé dos circos glaciários (5,1 ka; García Ruiz et al., 2014). Desde então estes pequenos glaciares entram em recessão entre 3,4 e 2,5 ka BP até ressurgir uma pequena expansão há 1,2 ka sucedida de um verdadeiro avanço faseado em duas pulsações durante a LIA (García Ruiz et al., 2014). Gellatly et al. (1992) ainda sugere que as pulsações da LIA não foram as mais importantes.

A evolução ambiental nos Pirenéus foi caracterizada por variações altitudinais dos processos geomorfológicos periglaciários e nivais, com grandes mudanças na vegetação a alturas inferiores aos 2.000 m, e atividade antrópica a partir do Holocénico Médio com

incêndios para controlar a vegetação (Lasanta et al., 2006). Estas mudanças podem ser correlacionadas com sequências a nível ibérico (Ruiz-Fernández et al., 2016). A partir de 700 yr cal BP a atividade humana ganha um papel importante na distribuição dos bosques subalpinos (Pérez-Sanz et al., 2013).

Entre as fases frias holocénicas, a LIA foi uma das mais significativas do Holocénico (García Ruiz et al., 2015). Durante esta fase fria e húmida apareceram 115 glaciares nos circos mais elevados das vertentes norte e sul dos Pireneus, com moreias entre 2.200 m e 2.650 m (González-Trueba et al., 2008). A partir da segunda metade do século XIX, os glaciares começam a recuar e hoje só há pequenos glaciares nos mais altos maciços.

3.4. PROCESSOS ATUAIS

3.4.1. Aquecimento pós-LIA nas montanhas das médias latitudes

Os dados instrumentais mostram que a temperatura aumentou cerca de $\sim 1^{\circ}\text{C}$ durante o século XX (IPCC, 2013) devido a junção de fatores naturais e antrópicos (Stott et al., 2000). Este cenário tem repercussões na distribuição dos processos geomorfológicos nas áreas de montanha. Hoje em dia apenas restam alguns glaciares de circo nas mais altas montanhas da região mediterrânica (Hughes, 2014). Os processos periglaciários atuais ocupam pequenas áreas no topo das maiores montanhas, ativas principalmente nas estações onde as temperaturas oscilam em torno dos 0° (primavera e outono).

3.4.2. Processos geomorfológicos nas montanhas da Península Ibérica

As altas montanhas da Península Ibérica sofreram um aumento $\sim 0,9^{\circ}\text{C}$ de temperatura desde a LIA (González-Trueba et al., 2008; Oliva e Gómez Ortiz, 2012). Dos grandes complexos glaciários da Última Glaciação, só restam alguns glaciares de circo nos Pireneus (López-Moreno et al., 2016). O andar periglaciário permanece limitado à parte superior das maiores montanhas ibéricas, localizado hoje a 800-1000 m acima da posição durante o LGM. A atividade periglaciária atual está condicionada pela presença de gelo sazonal no solo, com um número significativo de ciclos de gelo-degelo. Só nas áreas ocupadas por glaciares durante a LIA, no topo dos Pireneus, Sierra Nevada, e

possivelmente nas Montanhas Cantábricas, foram encontradas condições de permafrost isolado, e em estado de degradação (Oliva et al., 2016a).

3.4.3. Dinâmica glaciária e periglaciária atual nos Pirenéus

Hoje, a fachada norte dos Pirenéus preserva 21 glaciares e 29 neveiros permanentes que derivam de antigos glaciares da LIA, apenas na metade ocidental e dentro dos circos virados a norte ou nordeste. Os maiores são Aneto, Monte Perdido, Ossoue-Vignemale com entre 80 e 150 ha de superfície gelada (Hughes, 2014). Desde a Pequena Idade do Gelo, os glaciares têm recuado dos patamares 2.200-2.600 até hoje, onde se encontram em montanhas acima dos 2.800-3.000 (Calvet, 2004; González-Trueba et al., 2008; López-Moreno et al., 2016). Trabalhos sobre movimentos de massa em glaciares rochosos e lóbulos de solifluxão têm sido levados a cabo nos Pirenéus, com taxas de pouco mais de 10 cm para os glaciares rochosos (Serrano et al., 2011) e poucos centímetros de deformação no caso dos lóbulos de solifluxão (Chueca e Julián, 1995). À escala de detalhe, recentes trabalhos em solos ordenados, nos Pirenéus franceses mostraram o controle da topografia na sua formação (Feuillet e Mercier, 2012).

4. METODOLOGIA

A metodologia adotada para elaborar esta dissertação pretende aprofundar o estudo da dinâmica geomorfológica passada e atual no alto vale do rio Garona. Para facilitar a interpretação da dinâmica geomorfológica, além dos métodos próprios do trabalho de campo, recorreu-se a outras ferramentas complementares dessa abordagem, como a sedimentologia, cartografia, deteção remota e modelação em ambiente SIG.

Com base nos temas definidos, desenvolveu-se trabalho em distintos ambientes. O trabalho iniciou-se durante um intercâmbio à luz do programa Erasmus +, na Universidade de Barcelona de setembro 2015 a fevereiro de 2016, para depois continuar no Instituto de Geografia e Ordenamento do Território da Universidade de Lisboa até Setembro de 2017. Durante os primeiros meses o trabalho consistiu numa intensa pesquisa bibliográfica da literatura científica sobre o tema da dissertação. Durante a estadia em Barcelona, foi realizado o trabalho de campo durante os dias 19 a 24 outubro de 2015 na área de estudo, alto vale do rio Garona. As análises de laboratório foram desenvolvidas no laboratório de Geografia Física da Universidade de Barcelona, e em Lisboa, no laboratório de Processos Costeiros da Universidade de Lisboa, onde se trataram as amostras sedimentares recolhidas na área de estudo. Nas duas áreas também foi desenvolvido o trabalho de gabinete, nomeadamente a elaboração da cartografia, modelação e redação da dissertação. Posteriormente procedeu-se à elaboração de cartografia, modelação e redação da dissertação.

4.1. BASE CARTOGRÁFICA

A base cartográfica corresponde aos mapas temáticos e ortofomapas usados ao longo da tese como suporte às tarefas de interpretação e desenho geomorfológico e modelação. Compreende uma vertente de deteção remota e outra topográfica que serviram de suporte à análise geomorfológica e interpretação da distribuição das formas ao longo do vale. A recolha da informação foi dificultada pelo facto de a área de estudo se localizar em território Espanhol e Francês, ficando assim dependente da diferente política de disponibilização de dados que se reflete numa difícil aquisição de dados em território francês.

Contudo, a *Environmental Systems Reseach Institute* (ESRI) disponibiliza imagens de satélite atualizadas (ESRI World Imagery) com uma resolução de (0,6x0,6 m), assim como a Google Earth Pro que é facilmente descarregada e permite aceder a um conjunto de várias imagens satélite. Em termos topográficos foi utilizado um modelo digital de elevação de alta resolução espacial (30x30 m) disponibilizado pelo projeto ASTER (*Global Digital Elevation Model*)¹⁰.

As partes altas do alto vale do rio Garona, nomeadamente o vale de Ruda, encontram-se na comarca catalã do Val d’Aran, Espanha; a informação desta área está disponível no *Institut Cartogràfic e Geològic de Catalunya* (ICGC). Nesta plataforma descarregaram-se ortofotomapas de muito alta resolução espacial (0,25x0,25 m) e as curvas de nível a cada 5 m do mapa topográfico 1:5000. Além disso, o ICGC disponibiliza informação sobre os materiais rochosos a diferentes níveis de pormenor. A carta geológica 1:50000 permitiu um conhecimento aprofundado sobre a distribuição da tipologia e idade das rochas da área de estudo. Para facilitar a compreensão, optou-se por utilizar como base cartográfica a carta litológica à escala 1:250000.

O tratamento desta informação foi desenvolvido em ambiente SIG, com o software ArcGIS 10.3.1. O modelo digital de elevação do alto vale do rio Garona, em conjunto com informação adicional (principais núcleos urbanos, picos e cursos de água), foram utilizados para elaborar mapas de enquadramento de toda a área de estudo. Usando as curvas de nível a cada 5 m no Val d’Aran foram modelados vários parâmetros topográficos como a exposição, declive e altitude. A exposição foi utilizada para criar um modelo hidrológico de toda a bacia do alto vale do rio Garona.

4.2. CARATERIZAÇÃO CLIMÁTICA

A caracterização climática da área de estudo tem dois objetivos:

- Analisar o comportamento termopluviométrico mensal na parte alta do Val d’Aran para contextualizar os processos geomorfológicos atuais na área de estudo. Foram utilizados os dados instrumentais da rede climática regional do

¹⁰ <http://www.jspacesystems.or.jp/ersdac/GDEM/E/index.html>

*Servei Meteorològic de Catalunya*¹¹ para enquadramento climático da alta montanha. Elaborou-se um gráfico termopluviométrico (pág. 9), entre 2009 e 2014 com dados da precipitação diária acumulada e a temperatura média diária, da estação de Bonaigua (2.266 m), na margem meridional do vale de Ruda.

- Relacionar o regime térmico do solo (e do ar) com a dinâmica geomorfológica. Na área de estudo os ciclos de gelo-degelo no solo, quer à superfície quer em profundidade, têm implicações nos processos geomorfológicos atuais. Para isso foram instalados *dataloggers* a diferentes altitudes no vale de Ruda e planalto de Beret. Registaram-se as temperaturas do solo a 5 cm de profundidade entre os 1.600 e os 2.500 m de altitude, desde outubro de 2015 até junho de 2016 e apresentam-se os valores médios, extremos e o número de ciclos de gelo-degelo para cada ponto de controlo (Tabela 1).

Tabela 1. Período de recolha dos *dataloggers* instalados no vale de Ruda.

Código	Alt. (m)	Data início	Data recolha	Operacionalidade
RUD-1_SOLO	1.600	20/10/2015	16/06/2016	APTO
RUD-2_SOLO	1.800	20/10/2015	16/06/2016	APTO
RUD-3_SOLO	2.000	20/10/2015	17/06/2016	APTO
RUD-4_SOLO	2.200	23/10/2015	17/06/2016	APTO
RUD-5_SOLO	2.400	23/10/2015	17/06/2016	INAPTO
RUD-7_TS(5)	2.500	23/10/2015	17/06/2016	APTO
RUD-6_SOLO	2.600	23/10/2015	17/06/2016	INAPTO

A presença de neve no final do mês de junho, nos setores onde estavam instalados os *dataloggers* (RUD-5_SOLO e RUD-6_SOLO) não permitiu a sua recolha. Utilizaram-

¹¹ É o *Servei Meteorològic da Catalunya* (<http://www.meteo.cat/>) onde se solicita os dados da rede de estações da Catalunha, um instituto da *Generalitat de Catalunya*.

se dados desde 23/10/2015 a 16/06/2016 e foram calculados vários indicadores térmicos (Tabela 1): temperatura média, temperatura média e absoluta das máximas e mínimas diárias, dias com temperaturas sempre negativas, dias com temperaturas sempre positivas, ciclos de gelo-degelo ao longo do período analisado. Para compreender melhor as oscilações térmicas do solo, a temperatura do ar diária da estação de Bonaigua foi adicionada.

4.3. ANÁLISE GEOMORFOLÓGICA

4.3.1. Cartografia geomorfológica

Este trabalho é centrado na geomorfologia glaciária e periglaciária e a cartografia é uma ferramenta essencial para ilustrar a distribuição das formas e processos atuais e passados. A cartografia geomorfológica desta dissertação baseia-se no método da escola francesa (Joly, 1997).

Foram elaborados dois tipos de mapas geomorfológicos: i) mapa de complexos morénicos à escala 1:5.000 com a inclusão também dos complexos já catalogados (Goron, 1941; Taillefer, 1954; Hubschman, 1975; Serrat *et al.*, 1994; Adrieu *et al.*, 1988; Stange *et al.*, 2014); ii) mapa geomorfológico de detalhe à escala 1:5.000 das partes altas da área de estudo, nomeadamente do vale de Ruda e planalto de Beret. Ambos começaram com um esboço preliminar baseado no ortofotomapa e mapa topográfico e mais tarde, foram validados e melhorados com as observações de campo *in situ*. Além disso, os parâmetros topográficos e morfométricos (altitude, orientação, inclinação, dimensão) foram extraídos, em ambiente SIG, no intuito de encontrar padrões de distribuição das formas.

4.3.2. Recolha e tratamento dos sedimentos

Os sedimentos preservam características dos ambientes passados e a sua análise facilita a interpretação da evolução geomorfológica e ecológica nas áreas de montanha (Oliva *et al.*, 2011). Durante o trabalho de campo foi extraída uma sequência sedimentar em dois lugares da área central do planalto de Beret (Figura 29) com um corer Van der Horst.

Seguidamente, foi feita uma descrição litostratigráfica dos sedimentos para cada sequência, com o seu correspondente perfil sedimentar. De cada unidade litoestratigráfica, definida pela cor e granulometria, foram recolhidas amostras para tratamento laboratorial.

As amostras foram quarteadas e secas 24 h a 60°C na estufa. Com uma quantidade de cerca de 100 g por amostra foi determinada a granulometria das amostras a partir da crivagem (Flemming, 2000). Os sedimentos mais finos (<63 µm) medidos com o difractómetro *Malvern Mastersizer 2000* e os grosseiros calculados pelo peso de material que não passou no crivo de 63 µm. Esta técnica consiste em passar a amostra em crivos (63 µm) por via húmida, que vai reter todo o sedimento que seja maior do que o tamanho da sua rede. Assim, os sedimentos ficam divididos por dimensões. A fração fina (silte e argila) é classificada por via húmida, colocando num leitor laser que regista a média de tamanhos por amostra. O resultado indica a capacidade energénica do agente de transporte. A presença de matéria orgânica nas amostras pode ser utilizada como indicador do contexto paleoambiental passado. A matéria orgânica foi quantificada a partir da redução por ignição seguindo a técnica de labile/refratária (Kristensen, 1990). Este método consiste em queimar duas vezes 0,5 g de amostra seca numa mufla; a diferença de pesos entre antes e depois da queima das amostras, é a parte orgânica que foi queimada durante o processo. A primeira queima dura 6 h a 280 °C, o valor obtido pela diferença de pesos entre a amostra seca e a amostra queimada é a porção labile. Depois de voltar à mufla a 560 °C por mais 6 h, obtém-se a porção refratária pela diferença com a labile. A soma de ambas as porções queimadas é o teor em matéria orgânica, podendo assim inferir as suas condições de desenvolvimento e saber se a vegetação original era muito fibrosa ou não.

4.4. RECONSTRUÇÃO DE PALEOGLACIARES E ELA'S (ALTITUDE DA LINHA DE EQUILÍBRIO)

A construção dos modelos de extensão do glaciário para cada uma das várias fases glaciárias, identificadas a partir das observações geomorfológicas, foi realizada em ambiente SIG. A ferramenta utilizada foi *GLARE* (Pellitero et al., 2016) e é um modelo

que se baseia na fórmula de Nye (1952) (em Schilling e Hollin 1981)¹² e contou com o apoio do investigador Pedro Palma, do Centro de Estudos Geográficos.

O modelo baseia-se num método de interpolação a partir da linha de fluxo central entre as cabeceiras e localização das moreias frontais. Para cada fase definida foi necessário construir uma rede de nós com uma determinada tensão tangencial basal¹³ (hPa), considerar a superfície livre de gelo (modelo digital de elevação), definir a bacia do paleoglaciário e o limite de propagação lateral do paleoglaciário.

Para começar, foi criado um modelo hidrológico possibilita gerar uma linha que recria o fundo da superfície glaciada. Com esta linha, cria-se uma rede de nós, ao qual se associa uma carga de abrasão glaciária dependendo do tipo de glaciário. Foi atribuído o valor de 100.000 hPa de tensão basal sempre que o paleoglaciário se encontrava constringido pelo vale e 50.000 hPa quando o paleoglaciário se libertava das vertentes de vale e se desenvolvia para áreas amplas e livres. Desta forma apenas se determinou menos pressão fora dos Pirenéus, ou seja, nos últimos 10 km do glaciário pé de montanha em Barbazan. Foi ainda adicionada uma bacia glaciária que limita as áreas de propagação do glaciário, ou seja, mesmo que houvesse contacto entre o glaciário do alto vale do rio Garona e outro, a linha da bacia limita a propagação deste. A esta rede de nós adiciona-se a superfície livre de gelo e, com dados de campo, introduz-se a largura do glaciário que foi de 1.000 m, no setor Vielha-Baquèira. Obtendo a superfície do glaciário e o tamanho do pixel, foi possível calcular a espessura e volume de gelo para cada fase glaciária inferida a partir das evidências geomorfológicas.

O resultado dos modelos glaciários permite o cálculo das ELA's, em ambiente SIG, recorrendo à caixa de ferramentas de Pellitero et al. (2015). Esta ferramenta calcula vários métodos de reconstrução das ELA's contudo utilizou-se apenas a AAR (*accumulation area ratio*) e AABR (*area, altitude balance ratio*) por serem os mais

¹² $hi_{+1} = hi \frac{t_{av} \Delta x}{s_i p g t_i}$ hi - é a superfície de gelo; t_{av} - é tensão tangencial basal (hPa); s - é o fator forma; p - é a densidade do gelo (cerca de 900 kg m⁻³); g - é a aceleração promovida pela gravidade (9.81 ms⁻²); Δx - distância entre os nós; t - é a espessura de gelo; i relação com cada nó (Pellitero et al., 2016). A ferramenta GLARE não necessita que o utilizador calcule estes parâmetros.

¹³ Tensão tangencial basal (basal shear stress) é o parâmetro que calcula o efeito de gradiente da tensão longitudinal do glaciário, que depende da densidade do gelo, aceleração gravitacional do glaciário, espessura de gelo e declive do glaciário (Pierce, 1979). Por exemplo, quanto maior a espessura e declive da superfície, maior é a tensão tangencial basal.

utilizados e melhor sucedidos (Pellitero et al., 2015). A ferramenta requer os modelos dos paleoglaciacres obtidos para cada fase, a distância entre nós (terá repercussões na precisão do cálculo) e rácios de equilíbrios pré-definidos: AAR-0,67 (Bakke e Nesje, 2011); AABR-1,75 (Pellitero, 2012).

5. A GLACIAÇÃO NO ALTO VALE DO RIO GARONA

Os resultados dividem-se em dois capítulos, o presente, sobre a Última Glaciação associado ao respetivo recuo e o seguinte, sobre a evolução ambiental pós-glaciária. O objetivo é expor a informação desenvolvida em trabalho de campo, laboratório e de gabinete a partir da geomorfologia, sedimentologia e modelação para uma melhor compreensão holística sobre a dinâmica glaciária e pós-glaciária sucedida nos Pirenéus Centrais desde a Última Glaciação.

5.1. COMPLEXOS MORÉNICOS NO ALTO VALE DO RIO GARONA

Este capítulo organiza-se em dois blocos, o primeiro sobre a glaciação do alto vale do rio Garona focalizando o interesse nas diferentes fases glaciárias (Figura 12) correspondentes aos quatro complexos morénicos catalogados em campo; no segundo bloco apresenta-se uma reconstrução dos paleoglaciares das respetivas fases glaciárias a partir de modelação em função das observações geomorfológicas.

O alto vale do rio Garona está definido por um conjunto de vales glaciários, tributários do rio principal que preservam evidências da dinâmica glaciária passada, tais como os complexos morénicos, blocos erráticos e superfícies polidas.

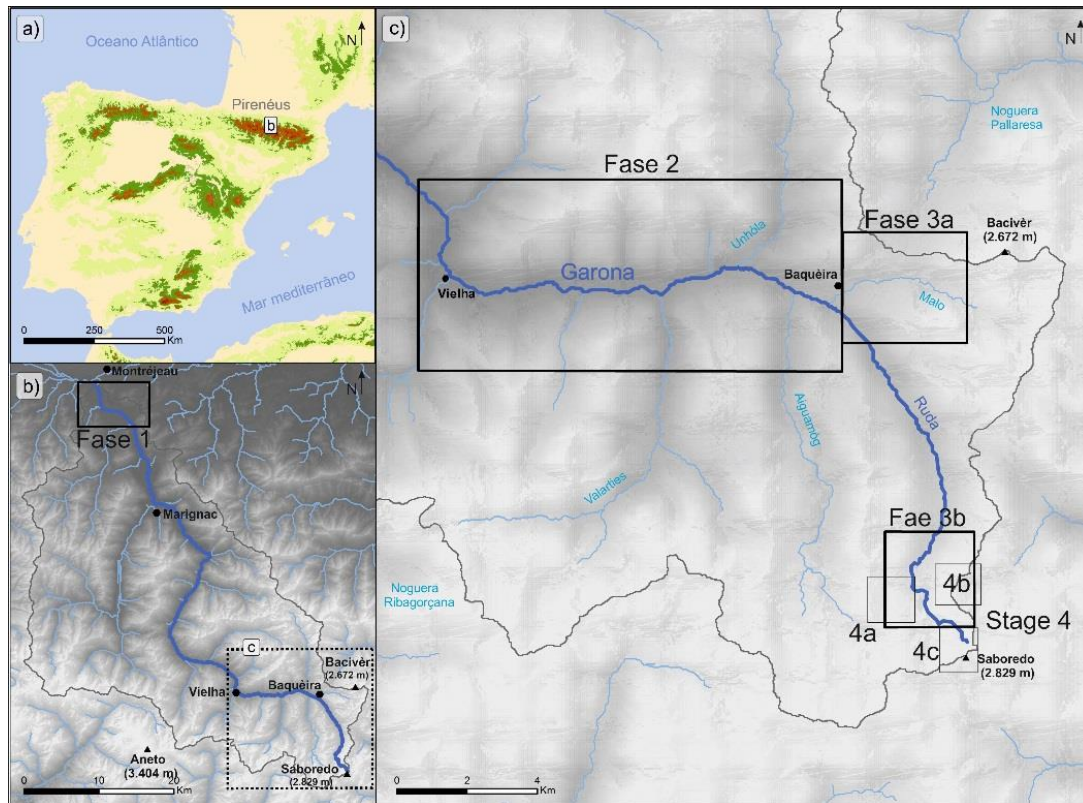


Figura 12. Enquadramento regional dos complexos morénicos no alto vale do rio Garona.

5.1.1. Complexo morénico da fase 1

O sistema morénico mais externo encontra-se na transição entre a cordilheira pirenaica e a bacia Aquitana, a sul de Montréjeau (França) mais propriamente na bacia terminal de Barbazan. Esta é uma bacia limitada por pequenas montanhas que atingem 800 m e perdem altitude à medida que se afastam do sopé dos Pirenéus. A bacia encontra-se assoreada até aos 450-500 m por material fluvial e glaciário (till), e frequentemente coberto por áreas descontínuas de bosque atlântico. Ao longo de toda a bacia sobressaem formas alongadas, pequenas colinas definidas por material morénico.

Este complexo foi definido anteriormente por diferentes autores (Goron, 1941; Taillefer, 1954, 1984; Hubschman, 1975; Adrieu et al., 1988; Andrieu, 1991; Stange et al., 2014). Goron (1941) identifica corpos morénicos, que são mais tarde organizados por Hubschman (1975), Taillefer (1984), Adrieu et al. (1988) e Stange et al. (2014). Os autores estabelecem quatro sistemas morénicos: (SM-1) alcandorado, sobre as vertentes identificam-se depósitos glaciários; (SM-2) externo, com as cristas morénicas mais

externas da base da bacia; (SM-3) do sopé das vertentes, com depósitos morénicos na base das vertentes e centro da bacia (SM-4) interno, com os cordões morénicos mais internos da bacia (Figura 13).

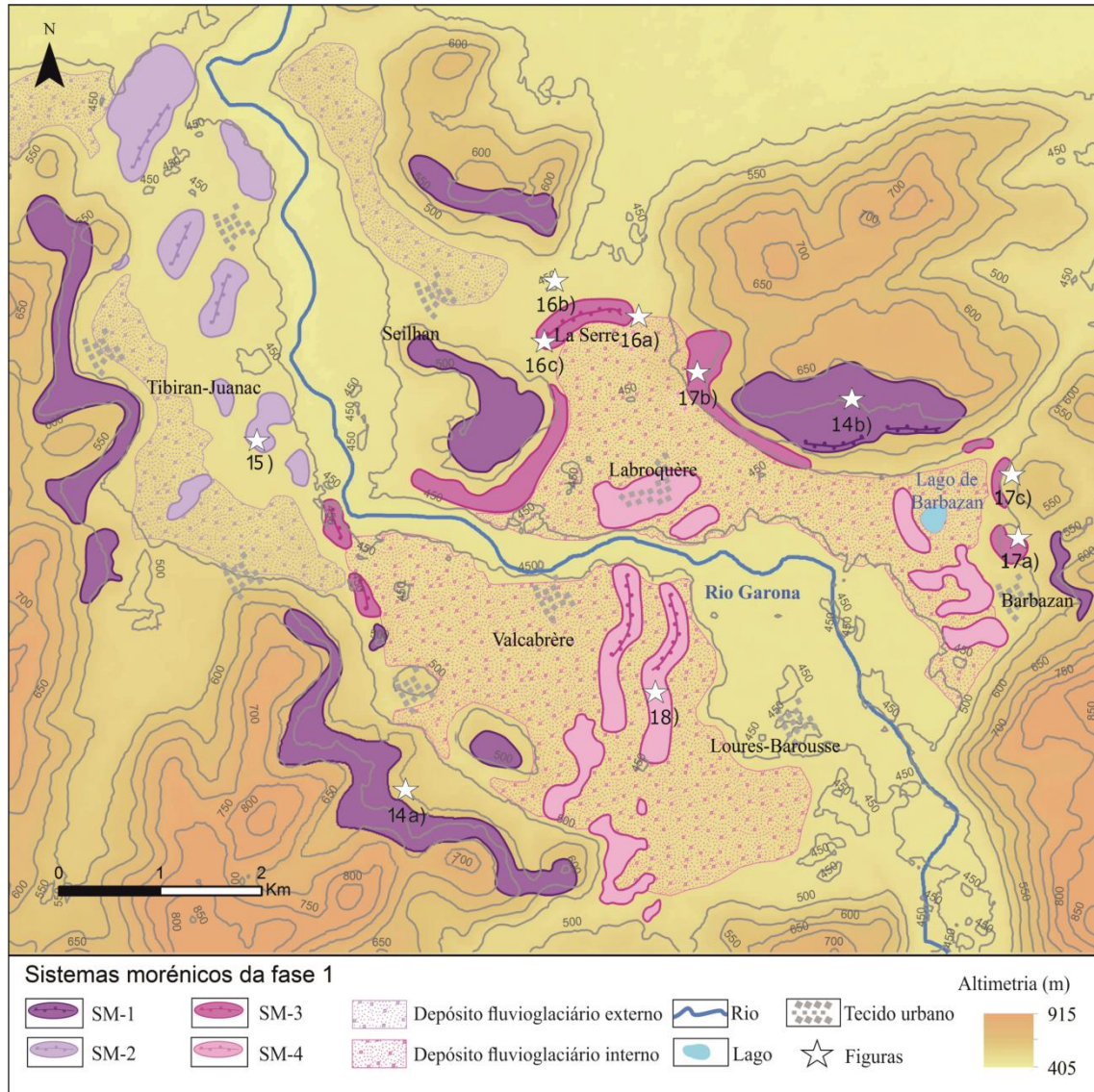


Figura 13. Cartografia da distribuição dos sistemas morénicos da fase 1 na bacia de Barbazan, limite setentrional do alto vale do rio Garona (adaptado de Stange et al., 2014).

Sistema morénico alcandorado (M1)

Sobre as vertentes da bacia é possível identificar material morénico a 200 m do atual fundo da bacia e paralelas ao fluxo glaciário. Na parte ocidental, a sudoeste de Valcabrière, sobre a vertente com vista para a catedral de Sainte Marie (Figura 13a), identificou-se uma moreia lateral ao longo de uma rotura de declive que acenta no substrato de um barranco e onde se nota a presença de blocos erráticos de dimensão

métricas. Na parte oriental, sobre a vertente de Burs (a este de Labroquère), identifica-se uma crista morénica cortada pela estrada com cerca de 2 km de comprimento; nessa estrada pode-se observar blocos subangulosos de 20-50 cm de diâmetro e de litologia distinta (muitos calcários e menor abundância de granitos e ardósias) sobre uma matriz de areias (Figura 14b). A posição marginal e elevada e morfologias alongadas e paralelas ao fluxo permitiu-nos interpreta-las como moreias laterais.

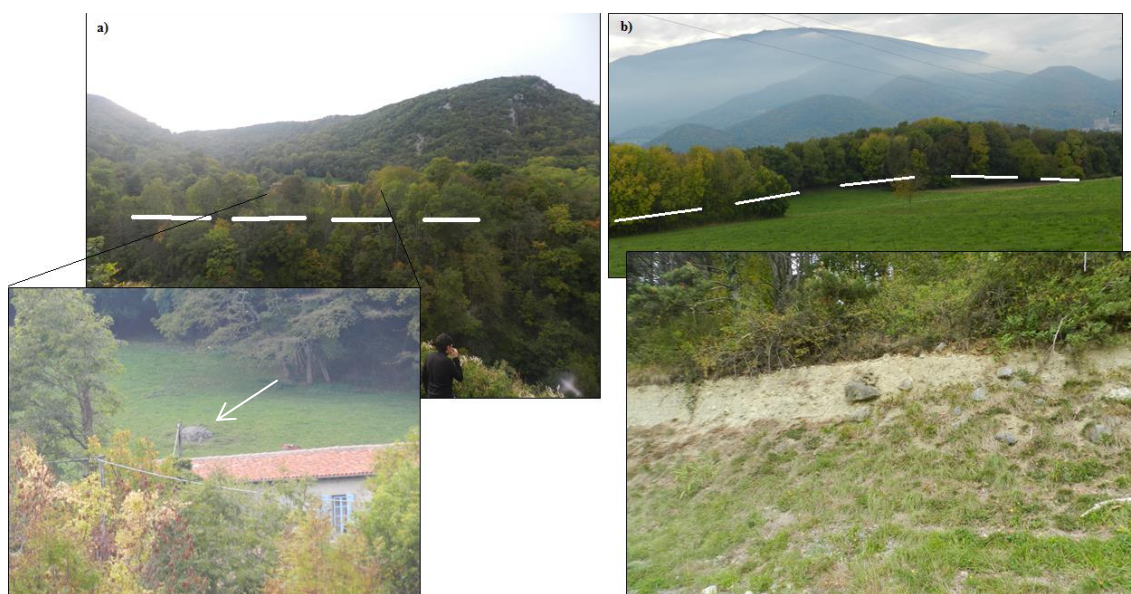


Figura 14. Depósitos morénicos sobre as vertentes na bacia de Barbazan com cristas assinaladas pelo traçado branco. Sendo que a) é no setor ocidental-moreia lateral esquerda com destaque num bloco errático assinado pela seta branca (catedral de Sainte Marie), b) no setor oriental-moreia lateral direita (Burs).

Sistema morénico externo (M2)

Na margem ocidental da área mais externa da bacia, perto das aldeias de Tibiran-Juanac existem algumas acumulações pontuais de material morénico. Estas unidades, por vezes alongadas com ligeiras cristas degradadas, são sempre perpendiculares ao fluxo glaciário e paralelas entre si, sendo que, à medida que se afastam da bacia ganham dimensão e clareza nas formas. A sua posição externa e morfologia perpendicular destas unidades levou-nos a interpretar-las como moreias do sistema frontal. Os depósitos são compostos por blocos heterométricos com uma estrutura suportada numa matriz fina de limo e areias, e muitas das vezes aparecem definindo os limites dos cultivos e estradas (Figura 15).



Figura 15. Blocos erráticos perto de estrada, na base do setor mais externo da bacia (Tibiran).

Sistema morénico do sopé das vertentes (M3)

Numa posição mais interna do fundo da bacia, entre as povoações de Seilhan e Labroquère, encontra-se uma unidade morénica com características diferentes às unidades anteriores. Sobre o suave relevo do fundo da bacia, salienta-se topograficamente na paisagem uma alongada forma perpendicular ao fluxo glaciário cujo eixo central está dobrado para jusante. Localizado perto de La Serre, é considerado um arco morénico frontal com poucos blocos de 50-70 cm de diâmetro de litologias diferentes, normalmente distribuídas nas margens dos cultivos agrícolas. Existem algumas diferenças entre a parte externa e a parte interna do arco morénico frontal. A parte interna tem uma estrutura na matriz areno-siltosa com blocos subrolados e subangulosos que atingem 1 m de diâmetro, enquanto a parte externa tem carácter mais fluvio-glaciário com a estrutura suportada na matriz silto-arenosa e com blocos que não atingem os 50 cm (Figura 16).

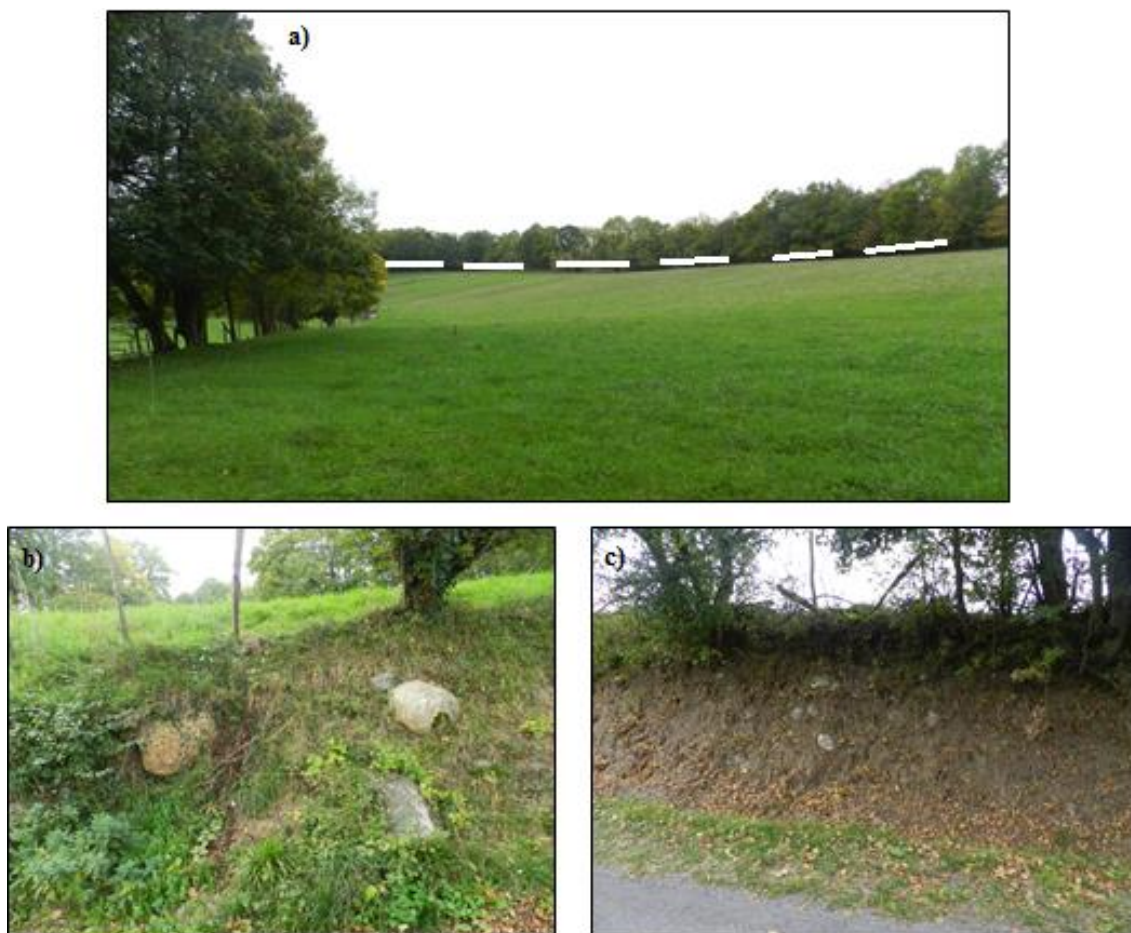


Figura 16. Arco morénico frontal de La Serre, sendo que a) é uma perspetiva lateral da parte sul com uma crista assinalada pelo tracejado branco, com um corte a norte (b) e outro corte a sul da moreia (c).

No sopé das vertentes da margem oriental da bacia, entre a povoação de Barbazan e os limites que definem as montanhas, foram encontrados blocos erráticos de dimensões métricas e litologias distintas – ardósia e calcários – e vários cortes de material morénico – blocos numa matriz de areias – que foram interpretados como uma moreia lateral (Figura 17a). Um dos cortes apresentava alguma estratificação que sugere dinâmicas distintas dentro da mesma fase glaciária 1. Entre a base e o meio do corte há poucos blocos de 20-40 cm de diâmetro sobre uma estrutura maciça e uma matriz de areias. No topo, existe uma matriz suportada em blocos relativamente homométricos de 20-30 cm de diâmetro estão manifestamente orientados num sentido que coincide com a topografia. Parece corresponder a uma moreia que foi posteriormente afetada por agentes mais setivos como os processos solifluxivos (Figura 17c).

Ainda no sopé das vertentes mas em áreas mais externas, em Burs Castillo (este de Labroquère), encontra-se um depósito glaciário sem claras diferenciações

litoestratigráficas, sobre uma estrutura maciça e com uma matriz de areia e com 20-25% do corte de material grosseiro com blocos de 50 cm angulosos e subangulosos de granito e ardósia (Figura 17b). Ainda a oeste de Labroquère é possível encontrar outros depósitos glaciários com características semelhantes.



Figura 17. Moreia lateral direita, no sopé das vertentes orientais da bacia de Barbazan: a) blocos de ardósias (cor escura) e calcários (cor branca coberta de musgo) com dimensões métricas; b) estrutura suportada na matriz de areias com blocos heterométricos que atingem os 20-40 cm de eixo maior; c) corde morénico com uma camada superior de estrutura suportada em blocos relativamente bem calibrados e organizados no sentido da topografia (setas brancas) que evidenciam uma dinâmica solifluxiva e a camada inferior com uma estrutura maciça com uma matriz arenosa.

A cartografia morénica do sistema M3 (Figura 13) anteriormente estabelecida (Hubschman, 1975; Andrieu, et al., 1988; Stange et al., 2014) foi consolidada pela inclusão de três unidades morénicas da moreia lateral direita. Foram agregadas a este

sistema por causa da sua posição morfoestratigráfica no sopé da vertente em torno dos 500 m assim como as restantes unidades deste sistema, à exceção de La Serre.

Sistema morénico interno (M4)

Na parte interna da bacia, mais propriamente perto da margem direita do rio Garona, encontraram-se vestígios de material morénico dentro de propriedades privadas da vila de Labroquère mas não foi possível descrever com detalhe os mesmos nem recolher testemunhos fotográficos.

Na margem esquerda do rio Garona, entre as povoações de Valcabrère, Loures e Labroquère, identificaram-se duas suaves cristas no sentido NE-SW com poucos blocos erráticos e numa matriz fina de siltes (Figura 18). Foram caracterizadas como moreias de recessão (Stange et al., 2014).



Figura 18. Topo da crista morénica do sistema interior com um bloco embutido no solo.

5.1.2. Complexo morénico da fase 2

A identificação de depósitos morénicos para o sistema morénico da fase 2 no vale principal do rio Garona resultou num catálogo de 14 vestígios glaciários. Na cartografia dos depósitos glaciários desta fase adicionámos outros processos (fluviais e de vertente) para ajudar na interpretação da sua localização e contexto geomorfológico (Figura 19).

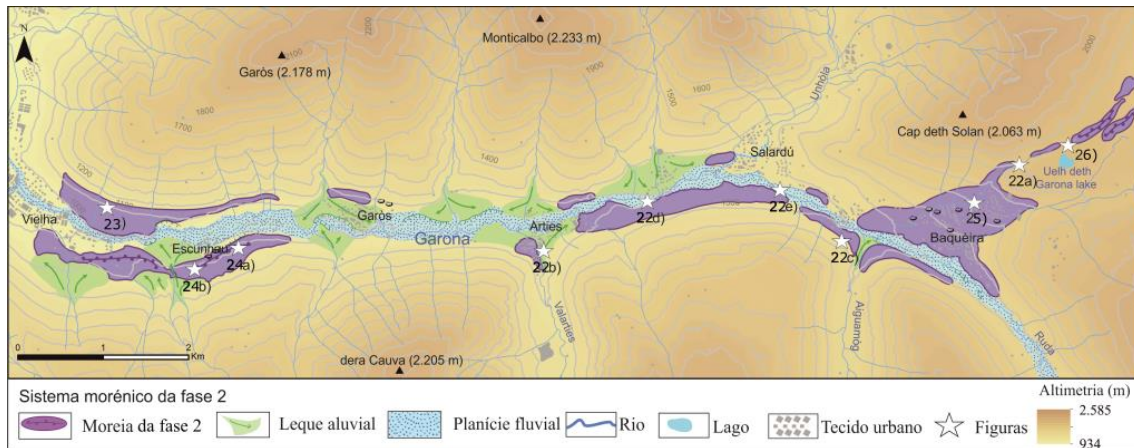


Figura 19. Cartografia dos depósitos morênicos da fase 2.

O complexo 2, perto da vila de Vielha, está a uma distância de 52 km da bacia de Barbazan. Com uma orientação NW-SE o vale tem forma de U com um fundo de 100-300 m, onde se encontra o leito do rio Garona composto por material grosseiro depositado pela dinâmica fluvial que retrabalha os sedimentos glaciários e fluvioglaciários existentes na base do rio. Em contacto com as vertentes, normalmente associados a cursos de água, encontram-se grandes leques aluviais construídos pela dinâmica torrencial (e nival) na saída de pequenos vales tributários do Garona (Figura 20). Nas vertentes encontram-se algumas formas de erosão glaciária, como rochas aborregadas com estrias em algumas áreas (Figura 21).

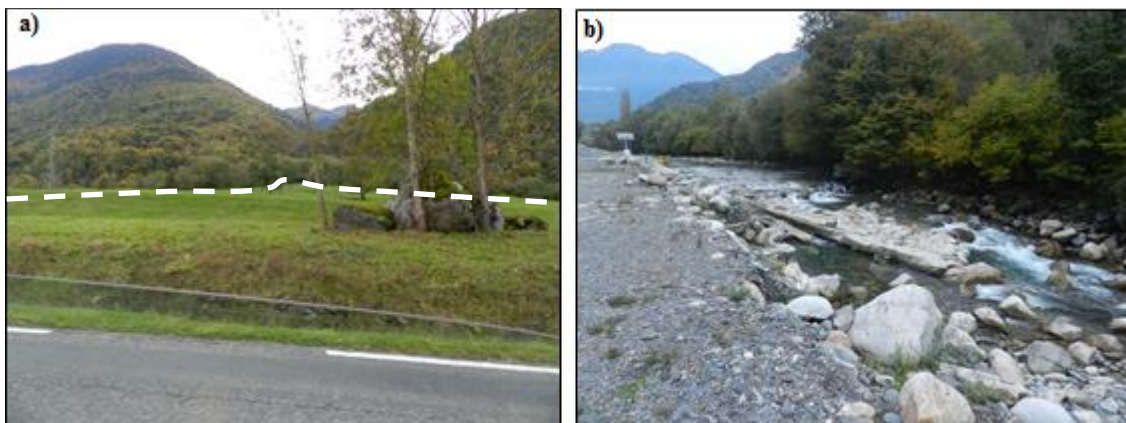


Figura 20. Alguns exemplos de formas típicas de uma dinâmica glaciária e pós-glaciária: a) leque aluvial (tracejado) associado a um curso de água tributário com presença de blocos erráticos a direita da imagem; b) leito do rio Garona com grandes blocos rolados a subrolados.



Figura 21. Alguns exemplos de típicas formas de uma dinâmica glaciária: a) vale glaciário com a vila de Vielha na base; b) escarpa rochosa associada à abrasão lateral; c) estrias sobre uma rocha aborregada); d) caneluras glaciárias no topo da superfície da imagem c.

A fase glaciária 2 desenvolve-se já plenamente no Val d’Aran (Espanha). No sector W-E do vale principal do Garona ou entre as vilas de Vielha e Baquèira, é possível identificar depósitos morénicos e blocos erráticos. Durante esta fase preservaram-se moreias laterais e latero-frontais. À medida que se sobe, as moreias ocupam cotas mais altas, entre os 950-1.000 m em Vielha, 1.400 m na desembocadura do rio Aiguamòg ou 1.900 m no planalto de Beret.

As moreias mais preservadas estão nas áreas não afetadas pela dinâmica de vertente ou fluvial, afastadas de cursos de água e barrancos, por onde são dejetados cones de aluviões ou onde a dinâmica torrencial é mais frequente. Isso explica o porquê da margem esquerda do rio Garona ter mais depósitos de origem glaciária do que na margem direita, observáveis a partir da presença de cortes na estrada. Também há blocos erráticos nos depósitos ou ligeiramente afastados mas sempre com condições de estabilidade geomorfológica (Figura 22).

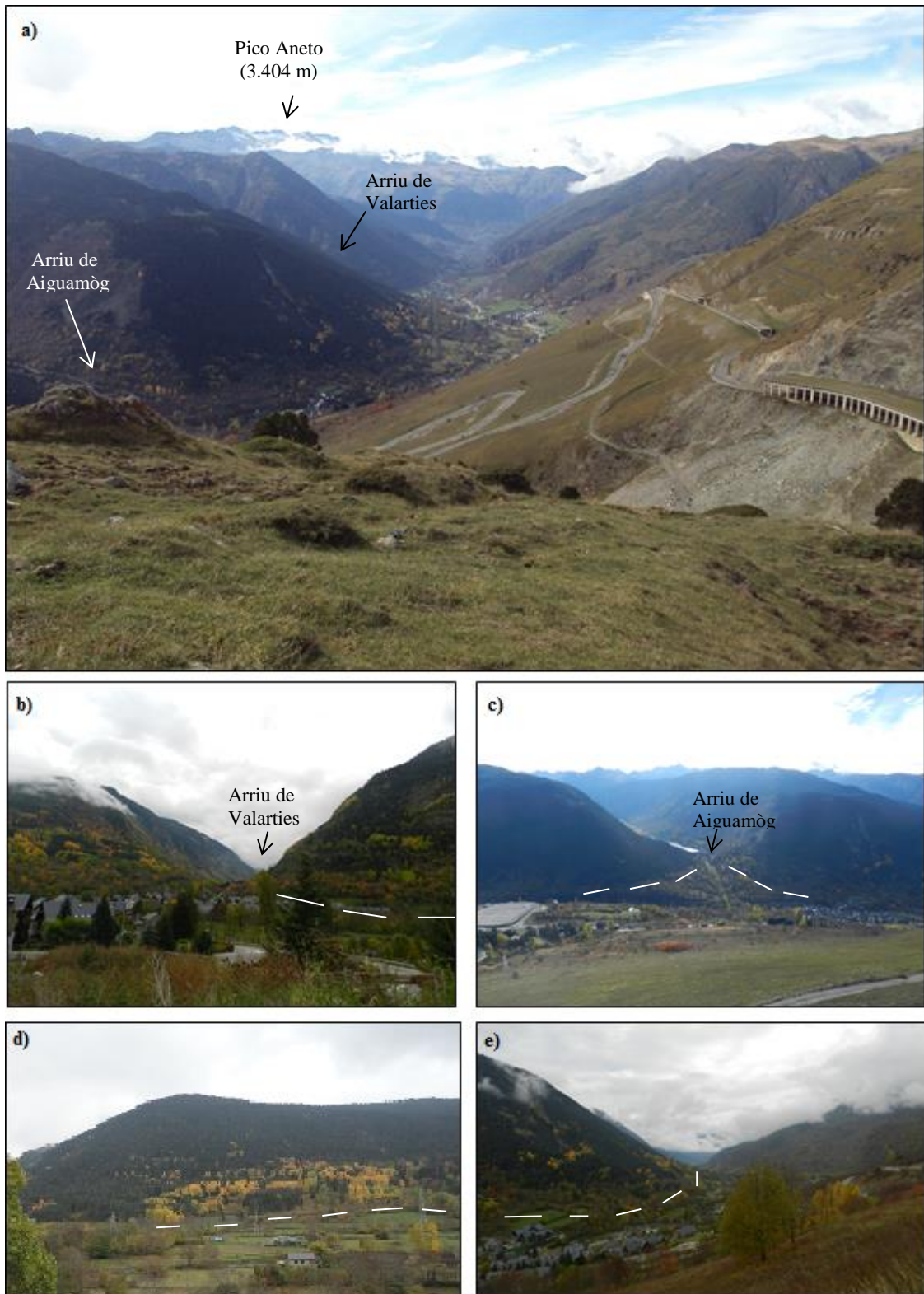


Figura 22. a) Aspeto geral do setor W-E do Val d’Aran, entre Vielha e Beret, onde é possível identificar na margem esquerda, entre a base do vale e as vertentes uma pequena rotura de declive associada à moreia lateral esquerda (tracejado branco); b) e c) moreia na desembocadura dos rios de Valarties e Aiguamòg; d) moreia no sopé da vertente entre os rios de Aiguamòg e Valarties; e) moreia no sopé da vertente entre os rios de Ruda e Aiguamòg.

O cotovelo rochoso de Vielha (980 m) altera a orientação do vale para W-E até Baquèira que determina as claras diferenças de vegetação entre as vertentes expostas a norte e sul. Na vertente exposta a sul a vegetação é escassa, o que facilita a interpretação geomorfológica, ao contrário do que se passa na vertente exposta a norte onde é necessário estar mesmo *in situ* para observar formas ou processos. Na margem direita do rio Garona (ou vertente exposta a sul), paralelo à malha urbana entre Vielha e Escunhau existe um nível morénico alcandorado na vertente que pertence a uma moreia lateral e é composto por várias unidades de material acinzentado muito precipitado na vertente e blocos brancos (granitos) distribuídos de forma aleatória por cima do substrato. As unidades mais desenvolvidas estão afastadas de barrancos ou inflexões na vertente e em conjunto com os blocos erráticos encontram-se a cotas de 1.100-1.120 m (Figura 23). Este alinhamento morénico tem continuidade para patamares inferiores até quase à cota dos 1.000 m.

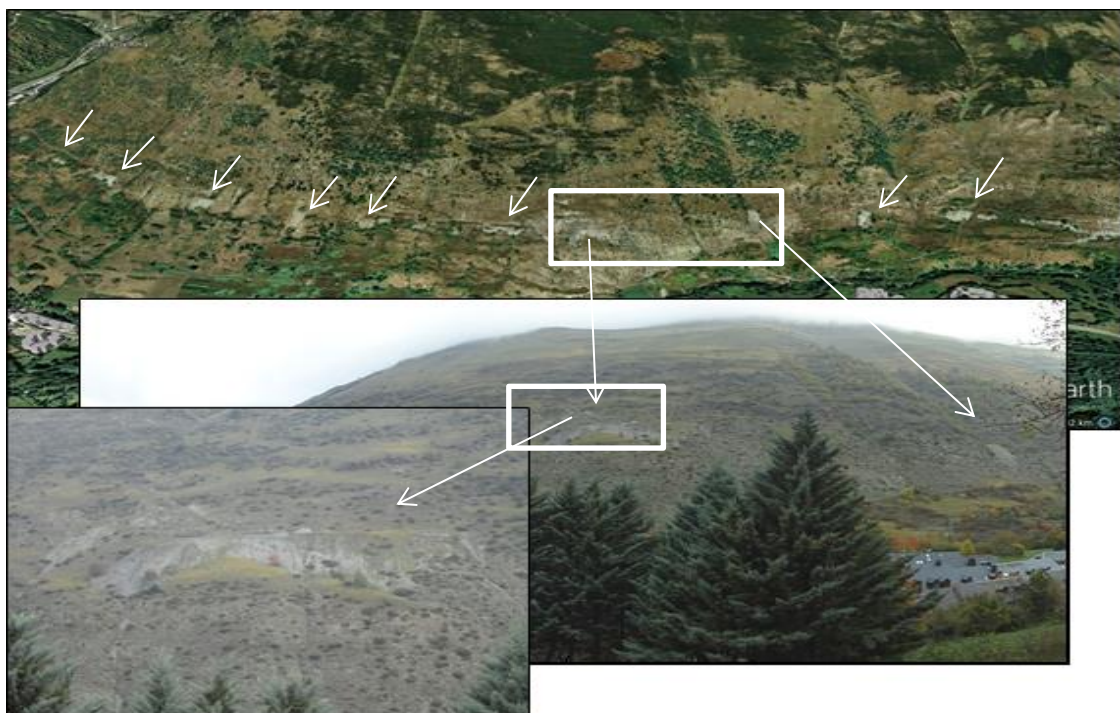


Figura 23. Nível morénico da margem direita do tramo Vielha-Escunhau numa imagem 3D do Google Pro com fotos de destaque dos depósitos discutidos no texto.

No mesmo troço, na margem esquerda também existe um depósito morénico em torno dos 1.100 m coberto por vegetação. É um cordão morénico com cortes e grandes blocos de granito e calcários assentes num substrato de ardósias (Figura 24), e onde parte da população de Escunhau está instalada (ex: igreja). O cordão é descontínuo devido à

dinâmica de vertente associado a dois cursos de água que erodiram a moreia. Um leque aluvial cortou o depósito morénico e outros três criaram um terraço de obturação lateral sobre a moreia.

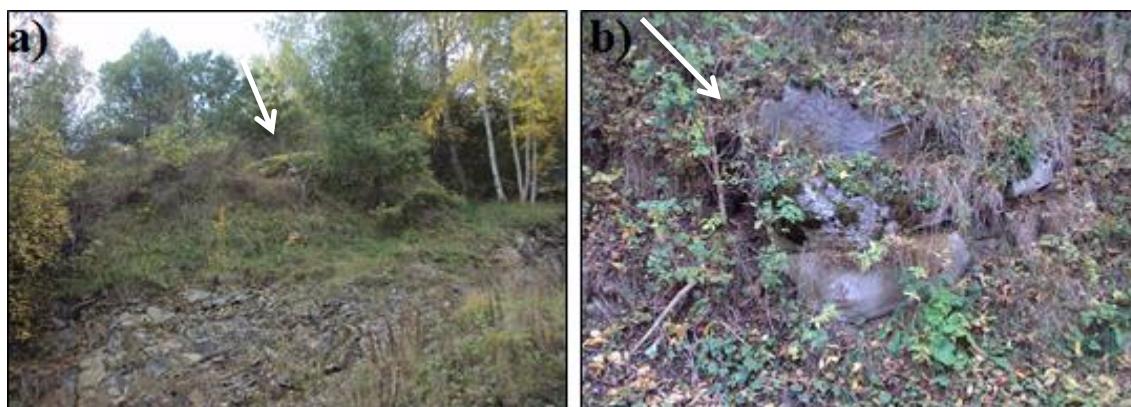


Figura 24. Exemplos de blocos erráticos na povoação de Escunhau: (a) bloco calcário, e (b) granito sobre o substrato de ardósias.

Ao longo do vale podem ser encontrados outros exemplos de moreias, identificadas essencialmente pela rotura de declive no sopé das vertentes e confirmadas pela presença de cortes com material morénico e blocos erráticos. Em Baquèira, catalogou-se o maior depósito morénico de toda a área de estudo, desde a base (em contacto com a planície aluvial), atravessando toda a vertente até ao planalto de Beret, com 330 m de altura. Toda a aldeia está construída sobre a moreia com 14-30° de declive e facilmente se encontram cortes com cerca de 20 m de comando. Estes depósitos têm uma estrutura maciça com uma matriz arenosa que acenta num substrato detrítico e contém blocos erráticos heterométricos de natureza granítica (e alguns calcários) e de rolamento anguloso e subanguloso que atingem 3-4 m no maior eixo. Foi interpretado como uma moreia lateral direita do glaciar que descia do vale de Ruda e frontal do glaciar que descia de Beret (Figura 25).



Figura 25. Depósito morénico de Baquèira a 1.620 m com a presença de muitos blocos calcários e graníticos sobre uma matriz de areias.

A esta fase também correspondem os três depósitos morénicos mais externos do planalto de Beret (Figura 19). A 1.900 m, surgem cordões morénicos numa posição externa face à fonte do maciço de Bacivèr e paralelos ao fluxo glaciário que difluía nesta área. São considerados unidades da moreia lateral esquerda da língua glaciária que difluía para o Noguera Pallaresa, e lateral direita da língua glaciária que difluía para o Garona. Uma encontra-se encaixada no barranco da nascente do Garona que acaba na povoação de Baquèira, e as outras duas formam cordões morénicos junto à margem setentrional do planalto de Beret (Figura 26).



Figura 26. Moreias da fase 2 na margem externa do planalto de Beret.

5.1.3. *Complexo morénico da fase 3*

O resultado da identificação das unidades morénicas permitiu realizar uma cartografia do sistema morénico da fase 3 em Beret onde foram catalogadas 4 unidades morénicas latero-frontais (Figura 27).

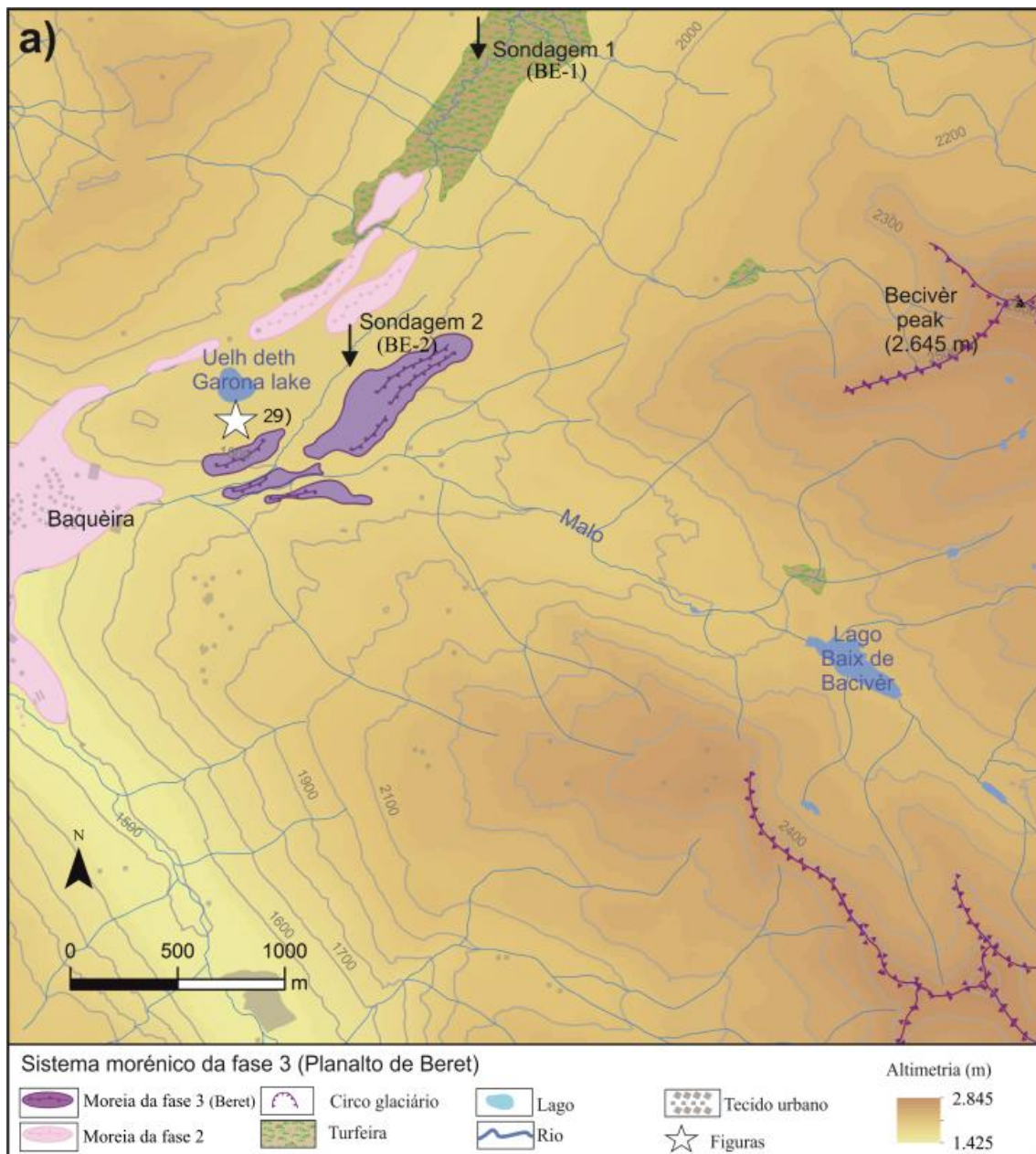


Figura 27. Cartografia dos depósitos morénicos da fase 3 e sondagens em Beret.

Durante a fase 3 o glaciar abandona o vale principal do Garona e desenvolve-se apenas nas partes altas de cada tributário, já perto (ou mesmo dentro) dos circos ou planaltos. Esta dissertação tratará essencialmente da parte superior do Garona, nomeadamente do complexo de Ruda e do complexo de Beret para a fase 3 (Figura 28), com apoio da interpretação sedimentológica.

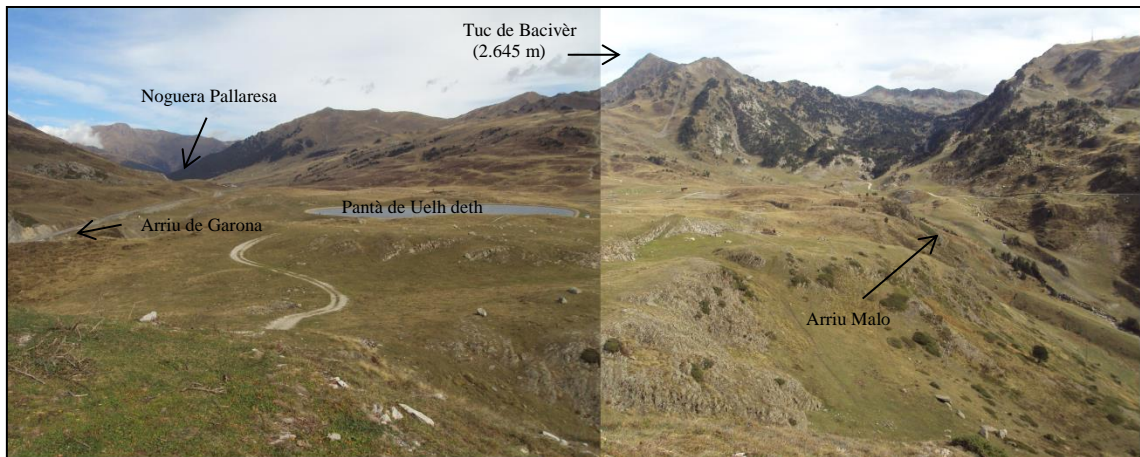


Figura 28. Aspeto geral do planalto de Beret, marcado pelo prado alpino sobre uma área plana onde nascem três rios: Garona, Noguera Pallaresa e Malo.

O planalto de Beret - ou Pla de Beret - é hoje uma área de prado alpino em torno dos 1.790-1.900 m, relativamente plana e ampla coberta por uma camada de till com blocos erráticos de granitos de 1-5 m de diâmetro espalhados na superfície. A complexa geomorfologia de Beret preserva vestígios de quase toda a deglaciação, com especial atenção entre as fases 2 e 3.

Beret contém evidências de uma sucessão de episódios de deposição morénica correspondentes à fase 3. Numa posição mais interna em comparação com a fase 2, encontram-se três complexos morénicos encaixados no leito do barranco da ribeira de Malo, perto da rotura de declive que dá acesso a Baquèira. A estrutura do relevo local confere-lhes uma forma alongada e paralela ao fluxo glaciário que nos levou a considera-las como moreias latero-frontais. Na parte mais interna do planalto, a topografia e a cor verde mais escura das herbáceas, marcam outro arco morénico com uma forma alongada perpendicular ao fluxo do glaciário que descia do vale de Bacivèr (Figura 29).



Figura 29. Sistema morénico da fase 3 no setor interno do planalto de Beret. Moreias latero-frontais com a mais interna em destaque.

Nas depressões intra-morénicas, encontram-se áreas de turfa com ambientes encharcados. Nestas áreas (Figuras 30 e 32), foram extraídas duas sequências sedimentares posteriormente tratadas em laboratório. A primeira sondagem (BE-1) foi recolhida nas partes mais baixas do planalto, a 1.795 m e tem 143 cm com 6 unidades sedimentares diferentes (Figura 30 e 31):



Figura 30. Partes baixas do planalto de Beret com a localização da sondagem BE-1.

- 1- BE.1.1 (143-56 cm): unidade com cerca de 90% de material grosseiro que inclui alguns cascalhos muito grosseiros (2-3 cm) angulosos e cor cinzenta, com leitos de silte castanho-claras que representam 20% e 2% de matéria orgânica.
- 2- BE.1.2 (56-48 cm): sedimentos de cor castanho-escura com com cascalho médio subrolado com aumento de material fino (30%) e com um aumento de matéria orgânica (12%).
- 3- BE.1.3 (48 e 40 cm): apresenta um nível castanho-amarelado silto-arenoso e com 6% matéria orgânica.
- 4- BE.1.4 (40-9 cm): apresenta um nível acastanhado e silto-argiloso e com 16% matéria orgânica de média das amostras, no entanto a oscilar entre 10% na base e 25% no topo da unidade.
- 5- BE.1.5 (9 e 2 cm): unidade de solo com abundância de matéria orgânica (50%) essencialmente de tipo labile e um aumento da percentagem de material grosseiro (87%).
- 6- BE.1.6 (2-0 cm): unidade superficial do solo, essencialmente turfosa de cor castanho-escura com cerca de 70% de matéria orgânica, essencialmente labile.

No perfil BE-1, a unidade 1 é considerada um ambiente fluvioglaciário com energia para transportar a fração mais grosseira, proveniente de áreas com processos paraglaciários visto que as formas eram angulosas. A unidade 2 é considerada uma transição para um ambiente terrestre com desenvolvimento orgânico e diminuição da fração grosseira, e o aumento da fração fina (essencialmente os siltes) aparenta uma dinâmica de transporte mais lenta e menos energética que retrabalha os sedimentos, possivelmente corresponde a um ambiente mais fluvial. As unidades 3 e 4 são consideradas como fases de estabilização geomorfológica com desenvolvimento de solo e aumento progressivo de matéria orgânica. E as unidades mais superficiais 5 e 6 constituem o solo atual, com características turfosas relacionadas com o ambiente biostático presente.

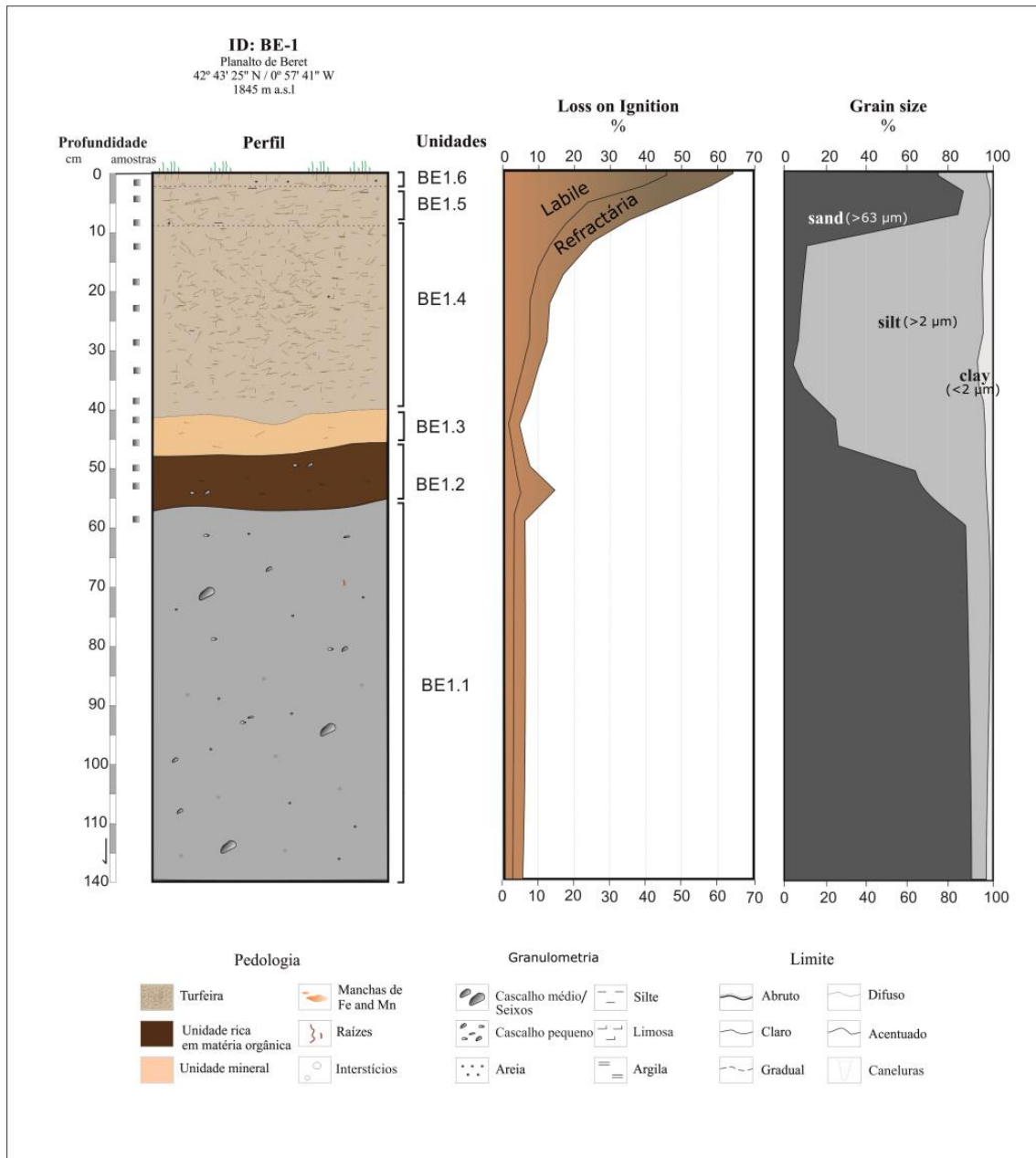


Figura 31. Evolução granulométrica e em teor de matéria orgânica do perfil BE-1.

O segundo tarolo sedimentar foi extraído na parte alta do planalto, a 1.818 m. Com 117 cm, o perfil BE-2 tinha 6 unidades litoestratigráficas diferentes (Figuras 32 e 33):



Figura 32. Localização e fotografia da sondagem BE-2.

- 1- BE-2.1 (117-90 cm): unidade de cor cinzento-azolado com uma fração importante de material grosseiro (87%) que inclui seixos angulosos de 6-7 cm de diâmetro e apenas 3% de matéria orgânica.
- 2- BE-2.2 (90-55 cm): material azul-acizentado, com pouca matéria orgânica (3%) e abundante em material grosseiro (67%) especialmente areias, com um aumento gradual de siltes entre os 29% na base e 45% no topo, onde também os sedimentos começam a amarelar e há 3% de matéria orgânica.
- 3- BE-2.3 (55-28 cm): sedimentos de cor amarelo-acastanhado com material preferencialmente arenoso (62%), com consideráveis proporções de siltes (33%) e pouca argila (4%). Presença de muitos cascalhos subrolados e 5% de matéria orgânica;
- 4- BE-2.4 (28-12 cm): unidade orgânica com uma matriz de areias (85 %), cascalhos subangulosos e subrolados e aumento da matéria orgânica para 26%.
- 5- BE-2.5 (12-7 cm): solo arenoso (87%) como muita matéria orgânica (50%) de tipo labile.
- 6- BE-2.6 (7-0 cm): unidade superficial turfosa de cor castanha escura com muita matéria orgânica (80%).

No perfil BE-2, a unidade 1 é considerada de ambiente proglaciário alimentado por uma fonte de água com energia suficientemente capaz de mobilizar calhaus angulosos que estavam a ser afetados por intensos processos de meteorização física (crioclastia). A unidade 2 é interpretada como lagunar devido à cor cinzento-azulada que induz redução e ausência de oxigénio num ambiente de deposição tranquilo sugerido pelo aumento dos siltes. A unidade 3 é considerada de transição de ambiente lacustre para um ambiente com maior transporte fluvial devido ao aumento da deposição de sedimentos grosseiros. A unidade 4 mostra um aumento exponencial do teor em matéria orgânica que sugere uma terrestrealização do ambiente. As unidades superiores, 5 e 6 de solo e turfeira estão associadas ao ambiente biostático atual.

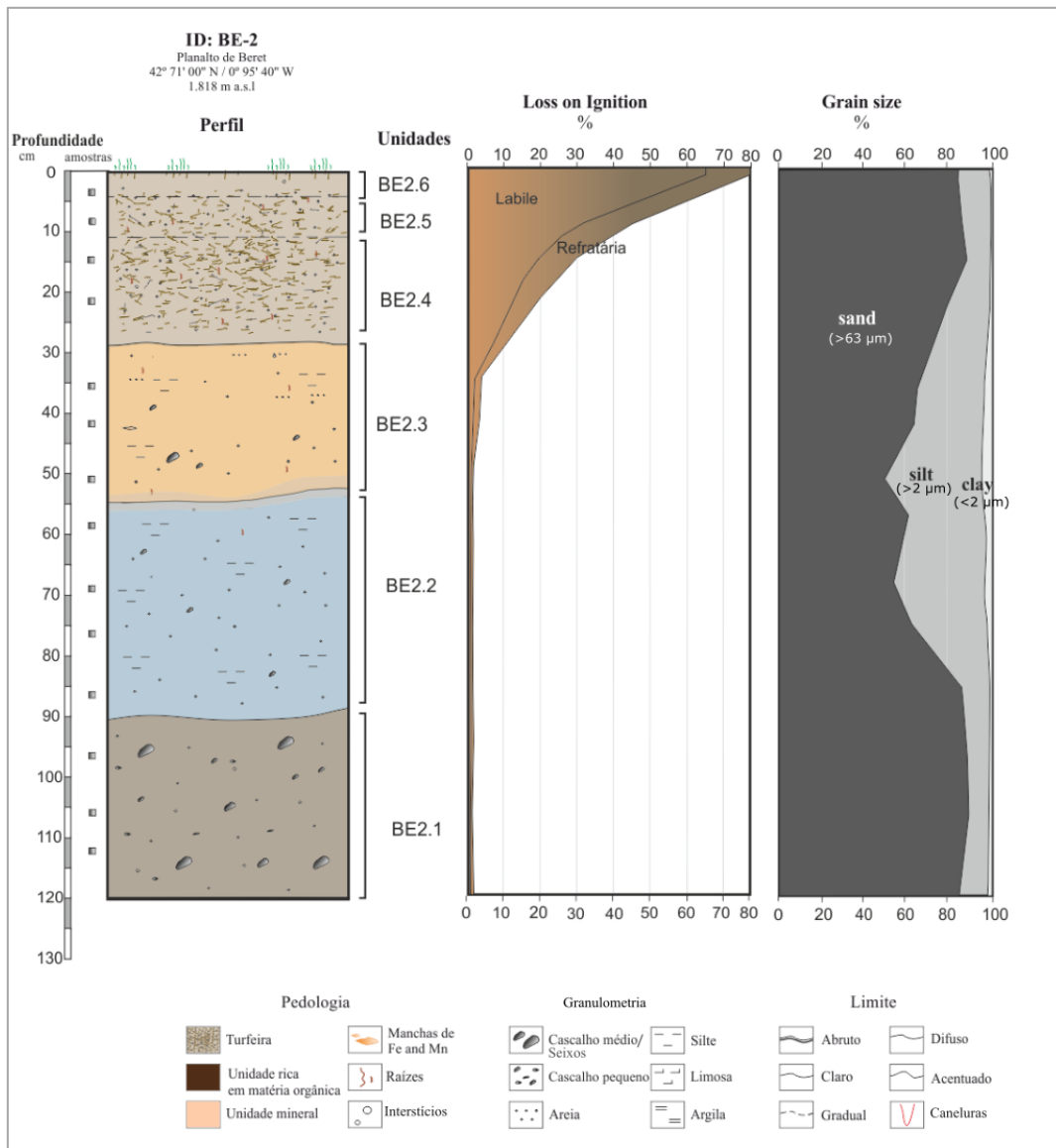


Figura 33. Evolução granulométrica e teor de matéria orgânica do perfil BE-2.

Em suma, no planalto de Beret, a sequência sedimentar de turfeira permitiu induzir pelas características dos sedimentos da base, que após o recuo glaciário, esta área sofreu uma acumulação de sedimentos típicos de um ambiente pós-glaciário. Os cascalhos e seixos angulosos da base são alóctones e foram afetados por condições periglaciárias (ex: processos de crioclastia) e posteriormente transportados por um agente (água) energético e capaz de produzir um lago proglaciário intra-morénico. Com o avanço da deglaciação, o transporte de siltes e argilas passam a ter um papel importante nos sedimentos acumulados no planalto de Beret que apresentam características de ambientes mais fluviais e terrestres. As unidades superiores apresentam um aumento gradual de matéria orgânica que, em ambiente de alta montanha e a 1.800 m, está ligado com o aumento da temperatura possivelmente durante o período Holocénico. À superfície desenvolve-se o atual ambiente turfoso, rico em matéria orgânica e em termos granulométricos tem um aumento do material que pode estar ligado às práticas antrópicas (desportos de neve na estação de ski de Baquèira-Beret) ou mesmo com possíveis erros de laboratório relacionados com a crivagem que contabiliza fibras turfosas como material grosseiro quando estas não passam no crivo (63 µm) por estarem na horizontal.

A fase 3 no vale de Ruda contou com a identificação de 6 depósitos morénicos em dois setores, o externo com 3 moreias latero-frontais bem definidas, e o interno, com mais 3 moreias também latero-frontais (Figura 34).

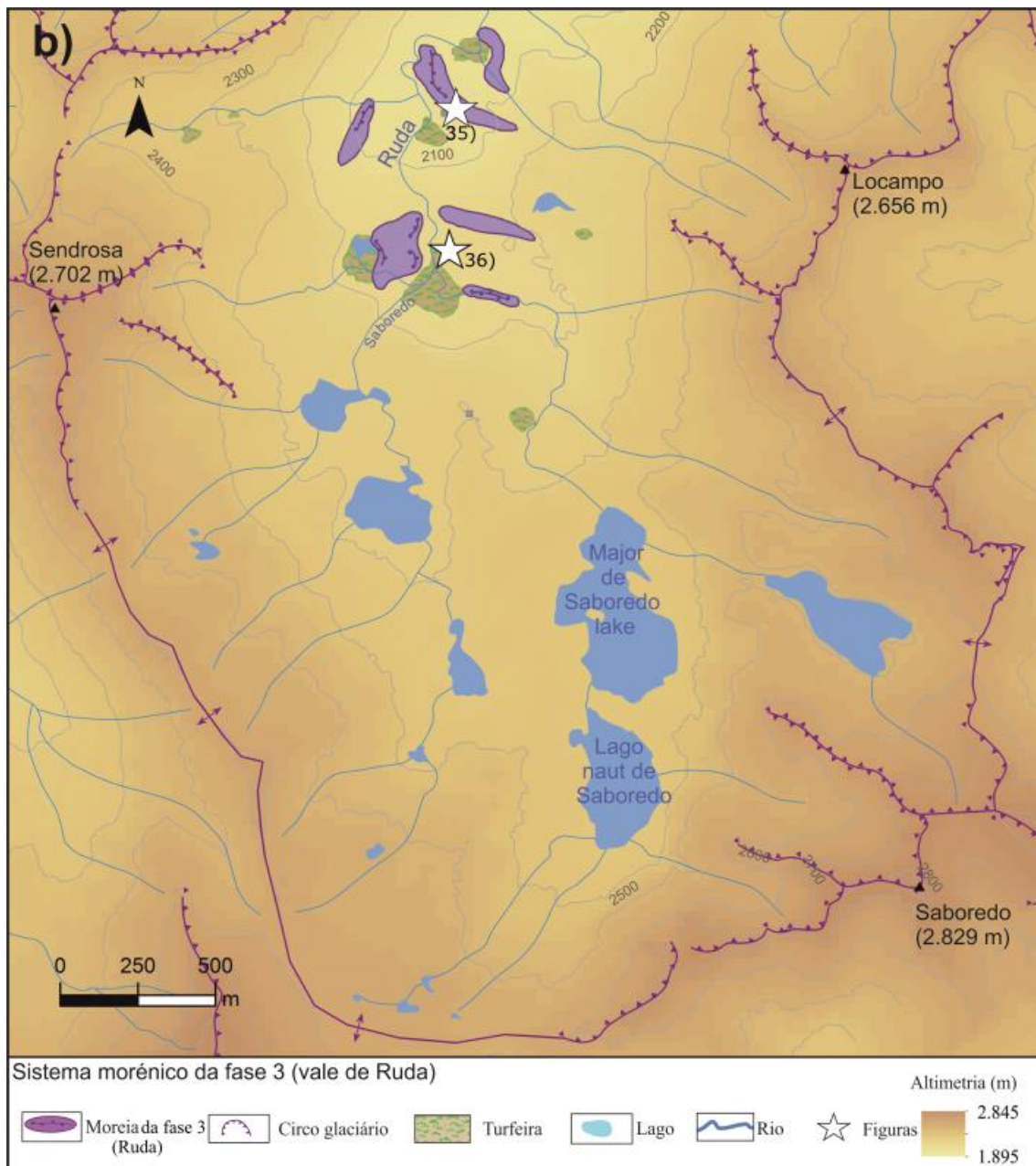


Figura 34. Cartografia dos depósitos morénicos da fase 3, em Ruda.

Já no vale de Ruda, desde o início do vale identifica-se material morénico no sopé das vertentes que correspondem as moreias da fase 2. Mais dentro do vale, antes de chegar ao circo de Saboredo e correspondente à fase 3, existem dois conjuntos de moreias frontais e latero-frontais bem definidas entre os 2.050 m e 2.200 m. Ambos desenvolvem-se nas margens de covões glaciários. O primeiro conjunto é o mais externo e está composto por três arcos morénicos frontais com cristas transversais ao movimento do fluxo, bem desenvolvidos e repletos de blocos heterométricos de granito de dimensão métricas e angulosos (tingem os 5 m de diâmetro) (Figura 35). Na parte

mais elevada e interna, as moreias são latero-frontais, são depósitos de menos potência vertical e estão divididas por um covão glaciário (Figura 36).



Figura 35. Moreia frontal externa da fase 3 em Ruda.



Figura 36. Moreias latero-frontais da fase 3 em Ruda, com presença de um glaciário rochoso desenvolvido no interior das moreias (e, por tanto, de génese posterior).

5.1.4. Complexo morénico da fase 4

Para a fase 4, no vale de Ruda foram identificados 9 depósitos morénicos correspondentes a dois eventos glaciários distintos. A primeira fase formou arcos morénicos externos, com 4 moreias frontais ou latero-frontais identificadas nos ferrolhos; a segunda fase, mais interna, deixou 4 moreias frontais já dentro dos circos (Figura 37).

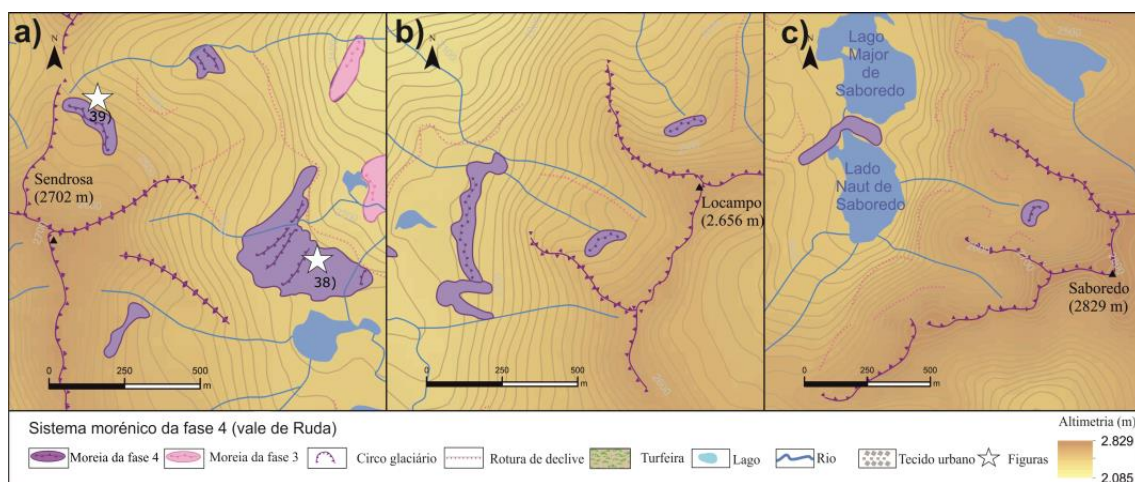


Figura 37. Distribuição das formas morénicas nas partes altas do vale de Ruda correspondentes a fase 4.

A fase 4 é a última fase da deglaciação do alto vale do rio Garona. Esta dissertação desenvolve-se apenas o vale de Ruda para esta fase. Os corpos morénicos associados a esta fase são sempre de unidades frontais nos circos, onde as condições de acumulação e preservação do gelo glaciário eram mais favoráveis na última fase da deglaciação. Podem dispor-se no fundo dos circos mais elevados ou sobre o ferrolho e rebordo.

As moreias que se encontram nos ferrolhos dos circos glaciários estão a alturas aproximadas de 2.300 m. Podem atingir comprimentos de 400 m e correspondem a moreias frontais ou latero-frontais, com uma ou várias cristas (Figura 38). As moreias no fundo dos circos glaciários encontram-se na base dos próprios circos em torno dos 2.600 m e apresentam um bom estado de preservação. Geralmente são pequenas moreias frontais, e algumas apresentam evidências de fluxo pós-glaciário que formaram glaciares rochosos incipientes (Figura 39).



Figura 38. Moreia lateral no ferrolho do circo glaciário de Sendrosa com várias cristas morénicas identificadas pelas setas brancas.



Figura 39. Moreia no circo do Tuc de Sendrosa (2.702 m) formada durante a fase 4 e afetada por uma dinâmica de fluxo pós-glaciário.

5.2. PALEOGLACIARES E ALE'S

A modelação glaciária desenvolvida com a ferramenta *GLARE* (Pellitero et al., 2016) do paleoglaciar do alto vale do Garona durante as diferentes fases glaciares teve em conta os sistemas morénicos mais externos de cada fase.

Fase 1

O alto vale do rio Garona ficou preenchido de gelo durante o período de máxima extensão glaciária (Figura 40). O aparelho glaciário, desde o Tuc de Saboredó até à unidade morénica mais externa da bacia de Barbazan, tinha 87,8 km de longitude. A espessura do glaciar atingiu ca. 830 m no centro dos vales principais e tinha uma superfície glaciária de 852 km² (67,6% da bacia do alto vale do rio Garona). O volume total do sistema glaciário era de 244 km³, resultado da confluência de duas grandes línguas de gelo no Garona, a que vinha do Val d'Aran, com a que descia de La Pique.

A tipologia dos glaciares era de vale até ao setor terminal, onde o gelo se espalhava formando um glaciar de pé de montanha. Os topos das montanhas, principalmente os de maior altitude, estavam livres de gelo e funcionavam como nunataks (Figura 41). As línguas glaciárias cobriram grande parte do alto vale (Figura 42). Nas áreas onde a espessura do gelo atingia o topo das montanhas houve transfluência glaciária: na portela de Bossòst (entre o glaciar de La Pique e o de Garona), na portela do Port de la Bonaigua ou nas cabeceiras de Vadarròs com Unhòla. Também há exemplos onde o sistema glaciário apresentava difluência, como já foi referido no caso do planalto de Beret (Figura 43). É possível que o modelo contenha alguns erros, nomeadamente nas cabeceiras que deveriam ter estado mais cobertas de gelo nesta fase (ex: na cabeceira de Toran, Coll de Sendrosa-Tuc de Sendrosa; Figura 44) porque os circos e vales glaciários não se encontram preenchidos de gelo pelo modelo. Assim como no setor terminal, porque a massa de gelo preenche vales de características fluviais que não deveriam estar e também porque na bacia de Barbazan o gelo atinge as moreias de vertente (SM-1) que não são consideradas da última glaciação. Contudo, este erro está dentro das margens de erro da ferramenta que pode atingir os 20% da superfície do glaciar (Pellitero et al., 2016).

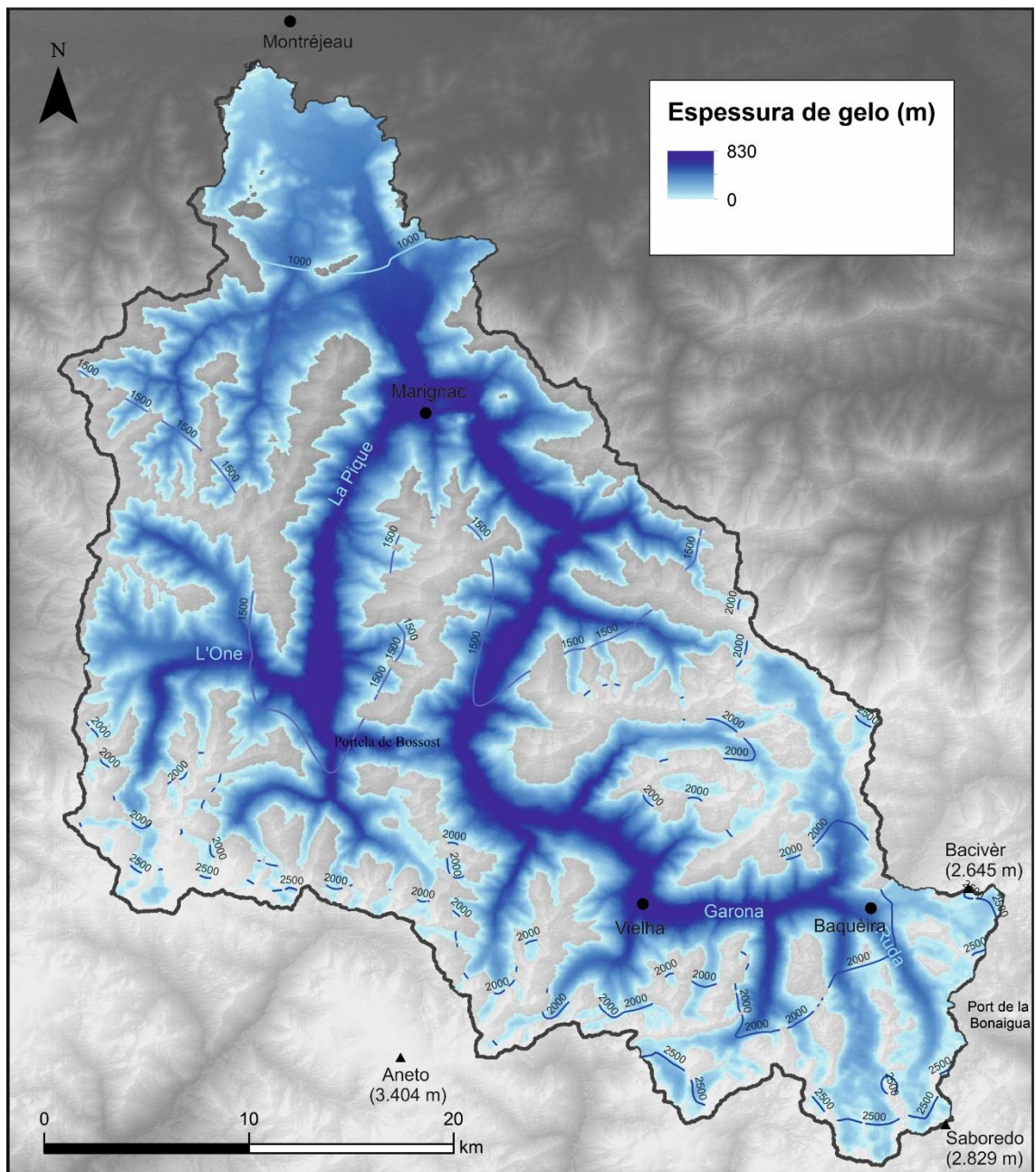


Figura 40. Área ocupada pelos paleoglaciacres existentes no alto vale do rio Garona durante a fase 1.



Figura 41. Paleonunataks em torno do Tuc de Saboredo (imagem central) e uma zona de transfluência glaciária entre o vale de Ruda e a Noguera Pallaresa (à direita).

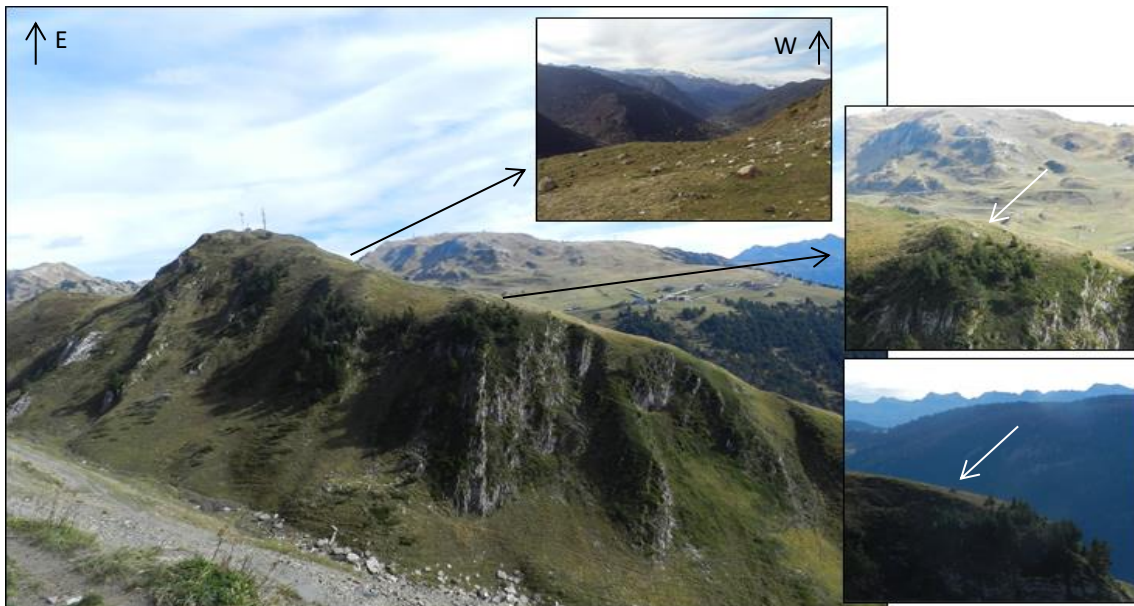


Figura 42. Evidências morénicas existentes topo no Tuc de Maria Carteràs (1.916 m), no topo de Beret, que foram deixadas pelo glaciar durante a fase 1.



Figura 43. Difluência glaciária no planalto de Beret que descia para o Noguera Pallaresa (esquerda) e o Garona (direita).



Figura 44. Transfluência glaciária no Coll de Sendrosa (2.500 m), perto do Tuc de Sendrosa.

Fase 2

A modelação glaciária do paleoglaciário do alto vale do Garona durante a fase 2 teve em conta o cordão morénico mais externo do sistema Vielha-Escunhau. A falta da moreia frontal neste setor dificulta a definição do limite do modelo glaciário, que foi traçado a partir da extensão das moreias laterais a jusante. A largura do glaciário neste setor, de 600 m de acordo com a diferença entre os limiares dos depósitos de Escunhau, foi adicionada nos cálculos do modelo (Figura 45).

O fundo de vale da secção Vielha-Escunhau ficou preenchido de gelo durante o período da segunda fase. O aparelho glaciário, desde o Tuc de Saboredó até à unidade morénica mais externa de Vielha, tinha 23 km. Provenha das cabeceiras com espessuras e volumes significativamente menores que na fase 1 e confluía nos vales principais onde a espessura atingiu ca. 385 m. O glaciário ocupava uma área de 97 km² e o volume total deste aparelho glaciário era de 11 km³ de massa gelada. A frente do glaciário principal recuou 73% do comprimento inicial e, sem contar com o volume de gelo que ficou nos tributários, parcial ou totalmente abandonados de gelo, durante a fase 2 o glaciário perdeu 95,9% do volume em relação a fase 1.

Os glaciares eram exclusivamente de vale. Nos topos das montanhas, principalmente os de menor altitude, estavam livres de gelo e continuaram a funcionar como nunataks. Nas áreas onde o gelo passava o topo das montanhas houve difluência glaciária (ex: Beret), transfluência (ex: Coll de Sendrosa) e confluência dos tributários Unhòla, Valarties, Aiguamòg e Ruda, os restantes já estavam isolados nos seus vales. Um dado interessante é que durante a fase 2, a área de Baquèira ainda estava coberta por gelo mas a metade ocidental de Beret já não estava e foi responsável por depositar um complexo morénico. O modelo parece apresentar erros nas partes altas do tributário de Unhòla, que começam a ter gelo glaciário a meio do vale, contudo é importante ressaltar que o vale de Unhòla está orientado a sul, a forma do vale não é claramente em U e por isso não sofreu uma glaciação tão exigente como os glaciares orientados a norte e os trabalhos nele já realizados (Martí Soler, 1988) mostram cordões morénicos laterais (complexo da Ribera) nas margens deste modelo associados a uma fase pós-máximo.

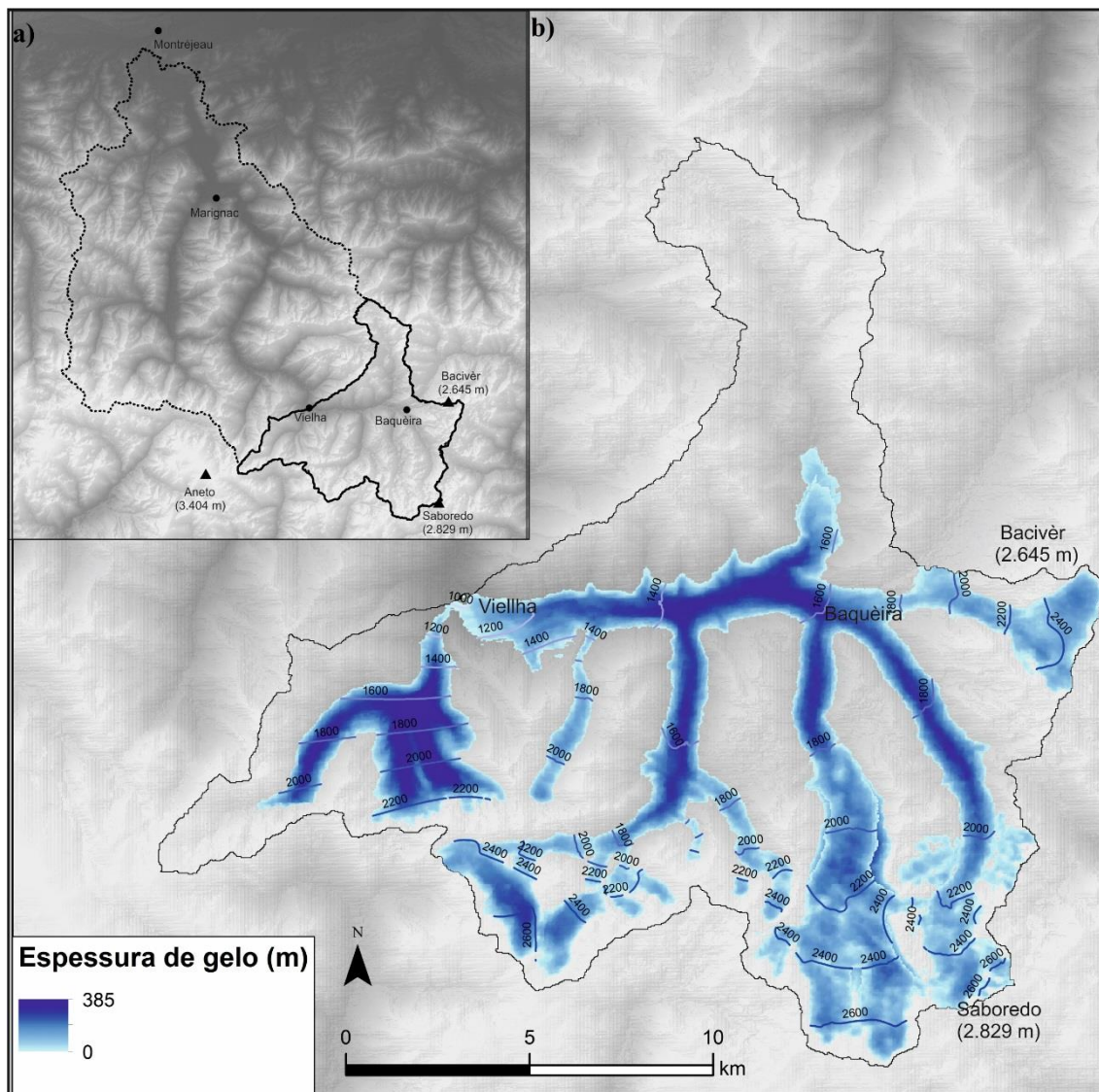


Figura 45. Enquadramento (a) e área ocupada pelos paleoglaciares que alimentavam o vale principal no alto vale do rio Garona durante a fase 2 (b).

Fase 3

A modelação glaciária do paleoglaciador das partes altas do alto vale do Garona durante a fase 3 teve em conta o sistema morénico mais externo dos sistemas de Ruda e Beret. A largura máxima do glaciador durante esta fase foi de 200 m de acordo com a diferença entre os limiares dos depósitos de Ruda (Figura 46).

Só as partes altas do alto vale do Garona foram preenchidas de gelo durante o período da fase 3, nomeadamente os planaltos, circos glaciares e as partes mais altas dos fundos

dos vales. Os glaciares de Beret e Ruda ficaram desconectados. O aparelho glaciário, desde o Tuc de Saboredo até à unidade morénica mais externa do vale de Ruda, tinha só 3 km. Em Beret, o maciço de Bavivèr estava coberto por uma língua de 4,5 km. Provinha das cabeceiras, com espessuras e volumes mais baixos e acumulava no fundo dos covões glaciários onde a espessura atingiu ca. 173 m em Bacivèr e ca. 160 m em Saboredo. A superfície dos glaciares atingia os 16 km² e o seu volume total era de 1 km³, com 0,66 km³ em Bacivèr e 0,35 km³ em Saboredo. Considerando os 3 km de frente glaciária, a frente do glaciar principal recuou 96,5% do seu comprimento inicial e, sem contar com o volume de gelo que ficou nos tributários abandonados, o glaciar perdeu 99,5% do seu volume de gelo em relação à primeira fase.

Os glaciares eram de vale ou de circo em áreas mais baixas. Os topos das montanhas estavam livres de gelo e funcionavam como nunataks. É difícil dizer se houve transfluência glaciária durante esta fase, contudo no setor terminal do glaciar que descia do vale de Becivèr, no planalto de Beret, parece ser a única área. Um dado interessante é que durante a fase 3 Beret já não estava coberta por gelo e o glaciar ficou na boca do vale de Bacivèr, onde se encontra o sistema morénico.

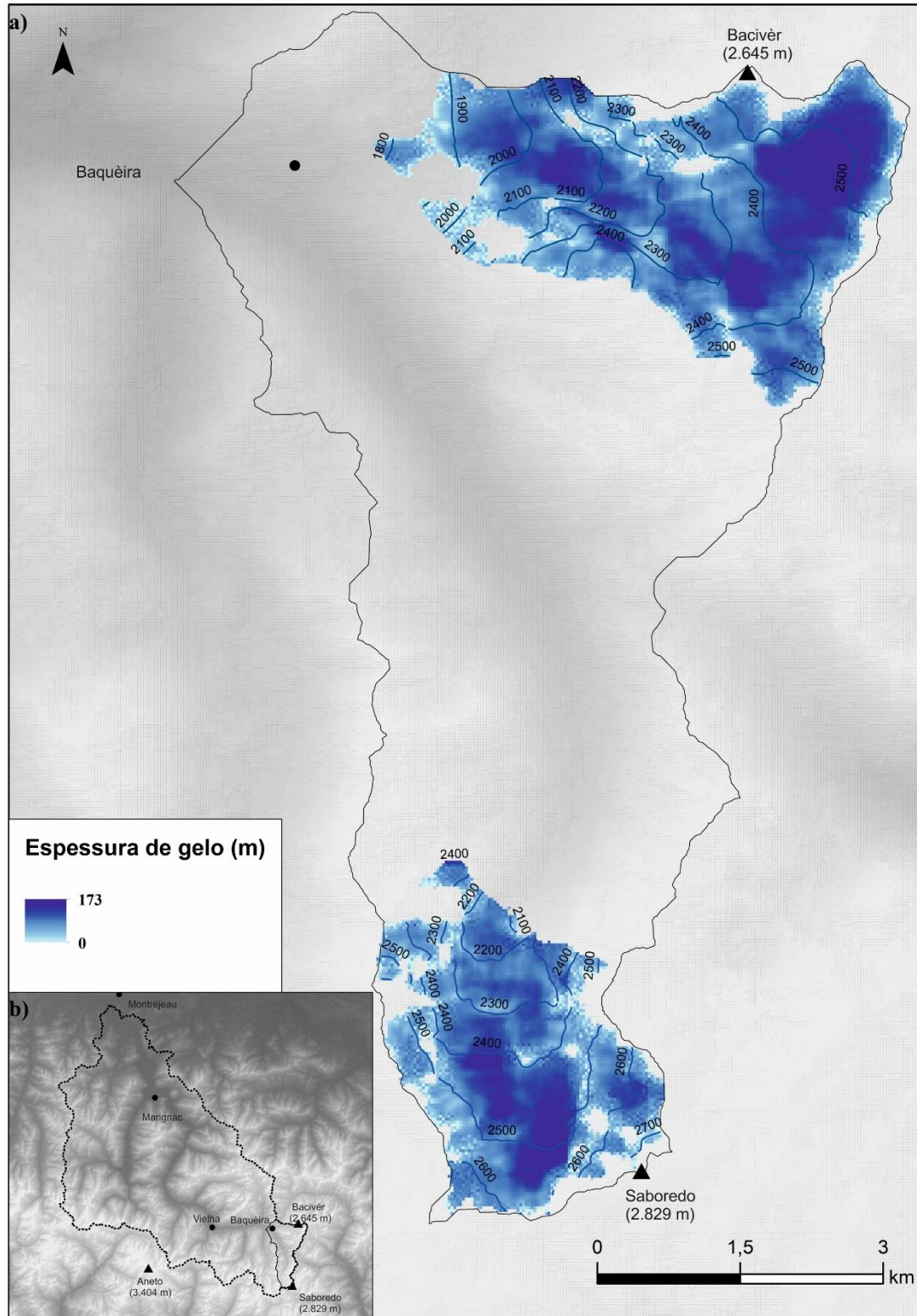


Figura 46. Enquadramento (b) e área ocupada pelos paleoglacières durante a fase 3 nas partes altas do alto vale do rio Garona, vale de Ruda e planalto de Beret (a).

Fase 4

A modelação do paleoglaciário das partes altas do alto vale do Garona durante a fase 4 teve em conta vários aparelhos glaciários. O limite de cada glaciário era definido pela moreia frontal mais externa. Assim como os modelos anteriores, para cada um dos glaciários houve uma bacia de propagação do glaciário. É uma área limítrofe onde o glaciário teve lugar e que se define pelo interflúvio e moreia externa de cada glaciário da fase 4 (Figura 47).

Os glaciários durante a fase 4 abandonaram o vale de Ruda e originaram vários glaciários de circo isolados nas cabeceiras, ou incipientes glaciários de vale que atingiam os ferrolhos dos circos com dimensões entre os 500 m e pouco mais de 2 km de comprimento. Os topos deixaram de funcionar como nunataks. As maiores espessuras encontram-se no fundo dos covões glaciários, onde atingiram ca. 116 m (ex: Saboredó). A superfície da soma dos glaciários de circo atingia 2,7 km² e o volume total deste aparelho glaciário era de 0,088 km³. Considerando os 2 km de frente glaciária, o glaciário principal recuou 97,5% do seu comprimento inicial e, sem contar com o volume de gelo que ficou nos tributários abandonados, o glaciário perdeu 99,9% do seu volume de gelo em relação a primeira fase.

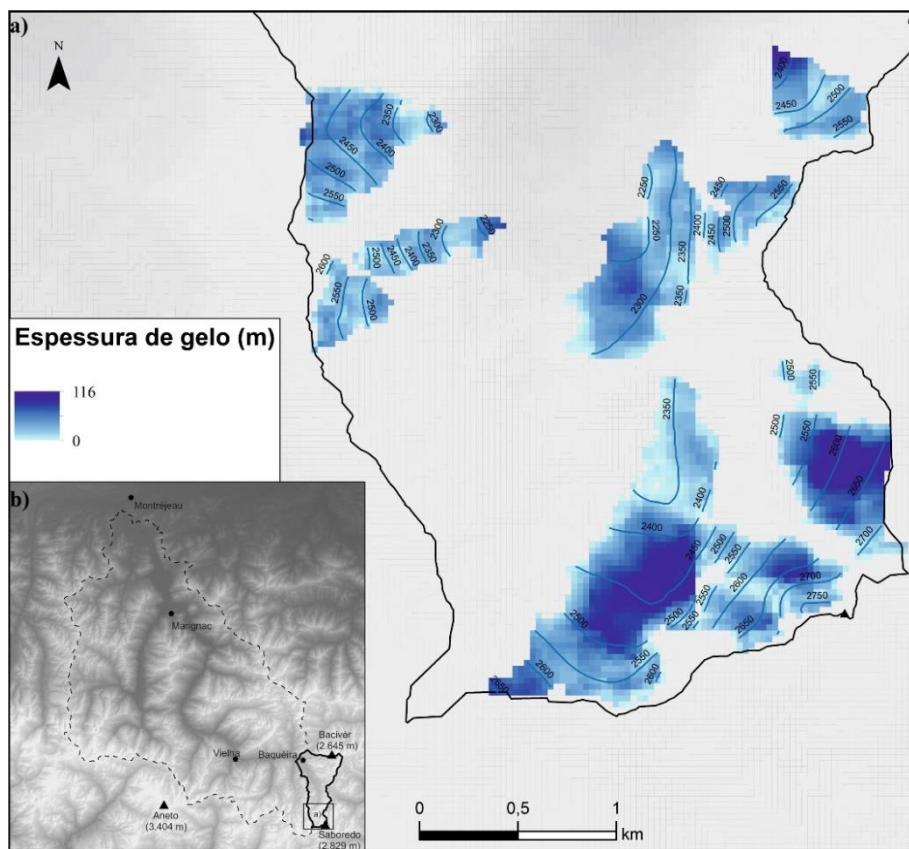


Figura 47. Enquadramento (b) e área ocupada pelos paleoglacières durante a fase 4 no vale de Ruda (a).

ELA's

O cálculo das Altitudes das linhas de equilíbrio segundo Pellitero et al. (2015) sugere que durante a fase 1, a altitude onde a acumulação e ablação eram equilibradas situava-se a 1.487 m. Seguidamente, sujeito ao processo de deglaciação, a estabilização dos glacières da fase 2 dentro dos vales sugere uma ELA a 2.253 m. A fase 3, caracterizada por um recuo que isolou os glacières dentro de cada tributário com uma ELA a 2.332 m. Finalmente, na última fase de recuo desenvolvida dentro dos circos, a ELA esteve a 2.408 m.

6. DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA PÓS-GLACIÁRIA NO VALE DE RUDA

Este segundo capítulo de resultados analisa a tipologia e localização dos processos geomorfológicos desenvolvidos depois da deglaciação no alto vale do rio Garona, nomeadamente no vale de Ruda. Para isso, apresenta-se uma cartografia geomorfológica à escala 1:5000, que permite compreender e identificar a distribuição espacial das formas e processos atuais e herdados. A cartografia é complementada com uma análise de padrões de distribuição, topografia e morfometria de diferentes geoformas representativas da dinâmica glaciária e periglaciária. Por fim, para caracterizar a dinâmica geomorfológica atual, nomeadamente as condições periglaciárias, analisam-se os dados de temperatura da superfície do solo desde 1.600 m até 2.500 m com base numa sequência de *dataloggers* que recolheram dados entre novembro de 2015 e julho de 2016.

6.1. CARTOGRAFIA GEOMORFOLÓGICA DE FORMAS E PROCESSOS

O mapa geomorfológico resultou numa análise detalhada de alta resolução espacial com validação *in situ* de campo. O conjunto de ambientes morfogénicos identificados apresenta uma organização de acordo com a sua génese: glaciário, periglaciário, de vertente, nival e aluvial. Para complementar a cartografia acrescentou-se informação sobre a topografia, elementos antrópicos e geológicos (Figura 48). A análise descritiva associada às formas e processos segue a sequência altitudinal, das partes baixas para as partes altas do vale de Ruda.

O vale de Ruda encontra-se na cabeceira do alto vale do rio Garona, a 87,8 km do complexo morénico terminal de Barbazan e tem uma área de 34 km². A parte baixa do vale, onde o rio Ruda conflui com o Garona, está aos 1.400 m e as partes altas atingem os 2.829 m no Tuc de Saboredó. Nas partes mais elevadas do vale afloram materiais ígneos intrusivos, essencialmente granitos e nas partes mais baixas, materiais sedimentares consolidados de natureza detrítica (lutitos, arenitos e conglomerados) e carbonatada (calcários), este último apenas na margem direita do vale, perto do Port de la Bonaigua. O vale de Ruda é estruturalmente orientado N-S com uma rotação que termina no sentido E-W, já no setor de Baquèira até à capital do Val d’Aran, Vielha.

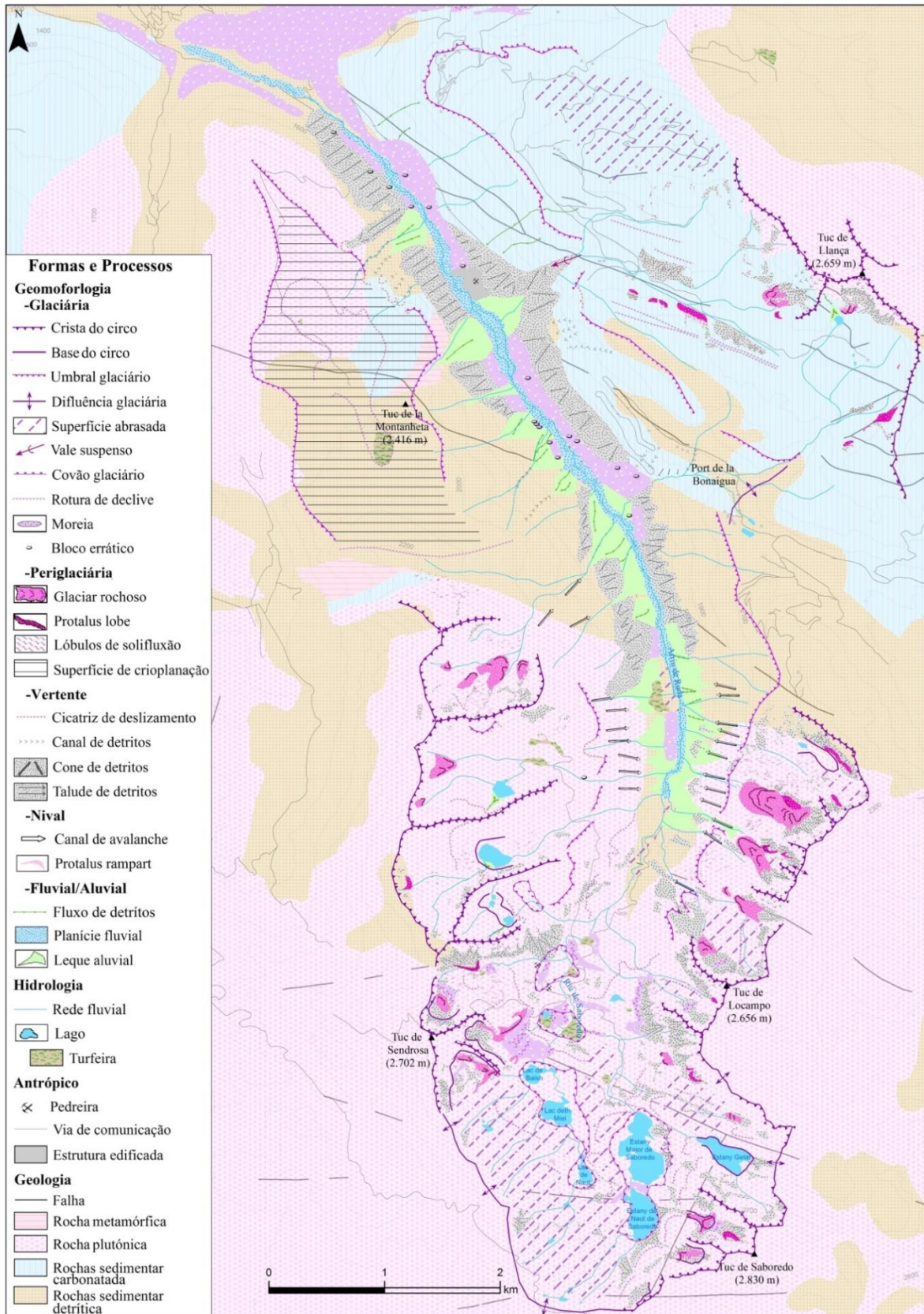


Figura 48. Mapa geomorfológico de detalhe a escala 1: 5000 do vale de Ruda sobre a geologia (litologia de 1:250 000).

O vale de Ruda, como mencionado no capítulo anterior, é um vale glaciário em forma de U e foi modelado pela ação glaciária durante a Última Glaciação. A dinâmica geomorfológica pós-glaciária e atual foi e é condicionada pelas vertentes côncavas e de fundo relativamente amplo (Figura 49).



Figura 49. Vale glaciário de Ruda, nas partes mais altas do alto vale do rio Garona.

No longo fundo do vale entre os 1.400 m e 1.900 m instala-se a planície aluvial. É uma unidade geomorfológica estreita e condicionada pelo encaixe do vale em forma de U. Hoje, a acumulação de sedimentos transportados pela dinâmica fluvial acontece nas áreas relativamente planas do fundo do vale, onde a topografia favorece a sua deposição (Figura 50). A planície é composta por um leito onde flui o rio de Ruda com presença de grandes blocos de caráter rolado suportada numa matriz de areias. Os processos fluviais atuais são caracterizados por uma dinâmica nivo-pluvial; as oscilações do caudal ao longo do ano são marcadas pelo pico de estiagem, durante o inverno, quando a água se encontra em estado sólido e não escoar diretamente no rio e o pico máximo de escoamento ou caudal de cheia, resultado do degelo primaveril das neves.



Figura 50. Planície fluvial no fundo do vale de Ruda.

Desde a povoação de Baquèira, nas partes baixas do vale, é possível encontrar material morénico saliente no sopé das vertentes. Este material, deixado pelo glaciar está associado às moreias laterais da fase 2 e é posteriormente lavado e erodido pela dinâmica pós-glaciária (nomeadamente fluvial e de vertente). As suas condições atuais de preservação dependem da topografia e localização, em função da dinâmica do rio Ruda e dos barrancos que descem das vertentes laterais. Aparecem blocos erráticos à superfície na parte mais distal dos leques aluviais, onde existe uma rotura de declive na base da vertente (Figura 51). Alguns cortes na estrada com blocos angulares em matriz de areias confirmam a origem glaciária destes sedimentos.

Os depósitos que cobrem praticamente todas as vertentes não são apenas resultado da dinâmica atual, resultam também de processos passados associados a uma dinâmica paraglaciária e periglaciária. Imediatamente após o recuo dos glaciares, as vertentes rochosas expostas estão sujeitas a instabilidade por libertação glaciária (fase paraglaciária) e meteorização mecânica por crioclastia (periglaciária), como também acontece nas ladeiras cheias de material morénico. O material erodido por estes processos é libertado, precipita e cobre as vertentes, formando taludes de detritos. Posteriormente e até hoje, estas vertentes sofrem uma dinâmica sazonal desencadeada pela água no estado líquido (dinâmica aluvial) ou sólido (dinâmica nival), em função da

altitude e da estação do ano. Seja qual for o processo, a magnitude destes movimentos de massa está sempre em conformidade com o condicionante do declive.



Figura 51. Till de fundo na margem esquerda do vale de Ruda que está a ser retrabalhado pela dinâmica fluvial e forma um terraço fluvial de erosão.

Assim, na margem direita das partes mais baixas, entre os 1.500 e 1.800 m predominam os taludes de detritos e pontualmente surgem leques aluviais associados aos cursos de água. Os taludes de detritos são formas de acumulação declivosas (20-30°) caracterizados por blocos ou calhaus de dimensões variáveis, e por vezes difíceis de distinguir pela cobertura da vegetação arbórea (abetos e faias). A gelifração ou crioclastia é desencadeada pelo congelamento da água em fissuras ou fragilidades da rocha, que na mudança de estado líquido para sólido expande 9% do seu volume; este processo continuado durante milhares de anos acaba separando as rochas do substrato rochoso que se acumulam nas ladeiras. Na atualidade é uma dinâmica muito fraca nas partes baixas do vale de Ruda porque o bosque já colonizou a maioria dos taludes e favorece a estabilidade geomorfológica (Figura 52).



Figura 52. Exemplos de taludes de detritos na margem esquerda do vale parcial (superior) ou praticamente colonizadas por bosque de abetos e *Pinus nigra* (inferior).

Na margem esquerda, predominam os taludes de detritos até aos 1.500 m, mas até aos 1.800 m há uma alternância entre taludes e leques aluviais. Os leques estão também associados à dinâmica de vertente mas desencadeados pela presença de água, que favorece os movimentos de massa com mobilização de sedimentos finos e grosseiros, às vezes já disponibilizados nos taludes. Assim que a capacidade de reter água dos materiais é ultrapassada, a água passa a escoar sobre substrato e a vertente entra em instabilização, com fluxos de detritos (*debris flows*) a transportar material. Os leques

encontram-se frequentemente entre o sopé das vertentes e a vertente em si. O bosque dificilmente ocupa estas formas, devido à intensidade e recorrência dos movimentos de massa de origem aluvial ou nival. Os leques têm uma morfologia triangular que suaviza o declive da parte inferior das vertentes glaciárias, acumulando na base os detritos que foram erodidos das partes altas. Na superfície dos leques encontram-se de forma abundante pequenos sulcos cheios de detritos.

A estrutura das vertentes nestas áreas é composta por uma cicatriz na parte elevada das vertentes; um plano de deslizamento muito entalhado e estreito que coincide com barrancos por onde passam sazonalmente os cursos de água; um corpo composto pelo leque e frequentes sulcos superficiais que mostram os fluxos de detritos desenvolvidos pela dinâmica de vertente; e um sopé, que termina gradualmente no fundo de vale do rio de Ruda (Figura 53).



Figura 53. Leque aluvial gerado pela dinâmica de vertentes associada a fluxos de detritos. Na superfície encontram-se muitos blocos de 50 a 100 cm de eixo maior, com vegetação herbácea em contacto com a floresta não afetada pela dinâmica de vertentes.

À medida que se sobe em atitude, nomeadamente a partir dos 1.800 m é perceptível uma mudança de feições das vertentes. Encontra-se leques aluviais com evidências de uma dinâmica mista, gerados por fluxos de detritos associados à presença de água no estado líquido preferencialmente durante a estação de degelo, e por avalanches de neve durante a estação fria. Os leques aluviais estão cobertos por muitos blocos subangulosos suportado uma matriz fina e por árvores jovens e/ou árvores adultas mortas por avalanches. (Figura 54). O grau de desenvolvimento da vegetação e a densidade da mesma permitem inferir as áreas mais frequentemente afetadas pelas avalanches. No topo dos leques encontram-se alguns barrancos ou inflexões associados a canais de avalanche ou de detritos (Figura 55).



Figura 54. Exemplo de leque aluvial associado a processos mistos. Na superfície encontram-se muitos blocos, com uma vegetação herbácea e arbórea juvenil nomeadamente na base do leque, com presença de alguns abetos mortos por impacto das avalanches.

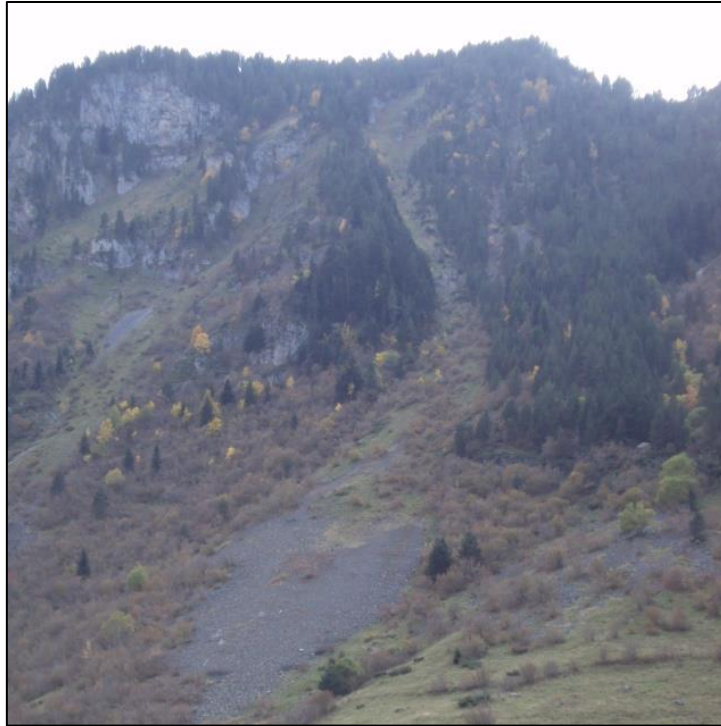


Figura 55. Umbral glaciário com canais de detritos mobilizados por avalanches.

A partir da morfologia das vertentes na parte baixa do vale de Ruda é possível identificar um umbral glaciário elevado, em torno dos 400 m em relação à base do vale. Esta forma de erosão glaciária marca o limite do glaciário durante a fase 2 (Figura 56). Identifica-se por um rebordo rochoso com declives superiores aos 30-50°.

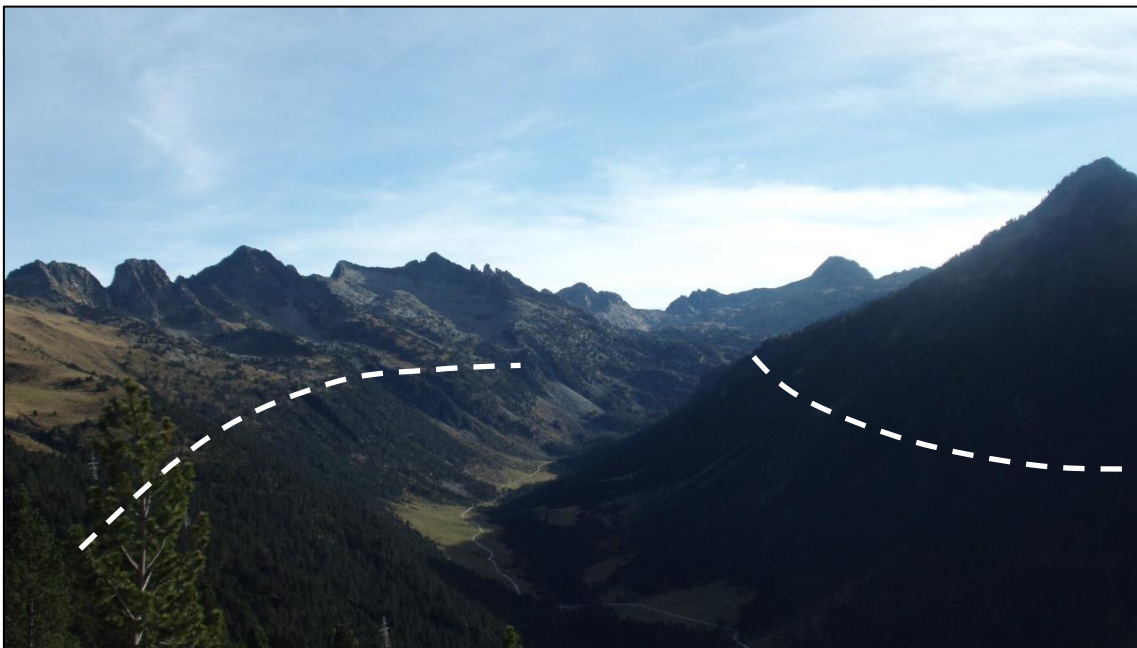


Figura 56. Umbral glaciário a tracejado que coincide com a *timberline*.

A transição na paisagem em altura no vale de Ruda é característica de um vale glaciário em U no âmbito dos Pireneus centrais. O mosaico de vertentes cobertas por depósitos e colonizadas por bosque que convergem numa planície fluvial, gradualmente, dá lugar, a partir dos 1.900 m, a um ambiente com um fundo repleto de depressões e superfícies rochosas e blocos amplamente espalhados, com vegetação mais dispersa e intensa dinâmica de vertentes nas ladeiras.

Entre as superfícies deprimidas nos fundos do vale aparecem numerosos covões glaciários. São formas de erosão modeladas pela sobrecavação glaciária. À superfície, praticamente horizontal, pode estar coberta por sedimentos e turfeiras ou planos de água de pequenos lagos sazonais ou permanentes. A dinâmica ambiental pós-glaciária favoreceu o enchimento destas depressões por sedimentos (que muitas vezes funcionavam como lagos proglaciários), nomeadamente durante a fase paraglaciária. Nas suas margens, podem encontrar-se superfícies polidas e paredes rochosas (montante) com moreias (jusante) (Figura 57).



Figura 57. Covão glaciário com paredes rochosas e material morénico nas suas margens. A dinâmica ambiental pós-glaciária favoreceu o enchimento da depressão que hoje funciona como uma turfeira.

Sobre as superfícies polidas (frequentes nas áreas de erosão glaciária máxima), seja nas margens dos covões ou áreas mais periféricas, há rochas aborregadas. São formas polidas pela abrasão glaciária e estão afeiçoadas ao fluxo glaciário. As superfícies

polidas têm uma morfologia assimétrica e convexa, com um declive mais acentuado a jusante do que a montante (Figura 58).

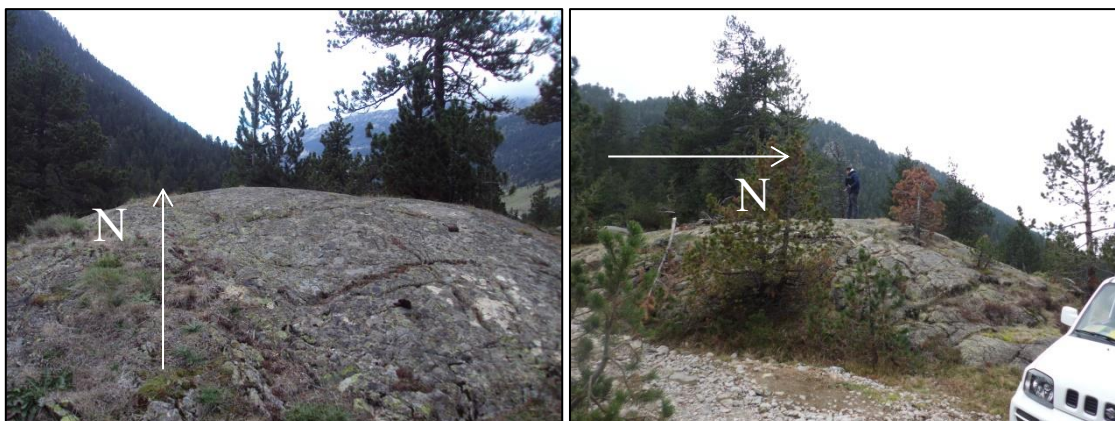


Figura 58. Rochas aborregadas erodidas no sentido do fluxo de gelo.

Nas superfícies nuas das vertentes e fundo de vale até ao interior dos circos glaciários, sobre superfícies rochosas aborregadas, encontram-se estrias (microformas de dimensão milimétrica) ou caneluras (centimétrica). Ambas as formas estão associadas à ação da abrasão subglaciária (Figuras 59 e 60).



Figura 59. Caneluras na base do vale de Ruda.



Figura 60. Estrias num grande bloco, perto do circo meridional de Sendrosa.

Os covões glaciários estão fechados por numerosos arcos morénicos frontais bem preservados que correspondem à fase 3 da sequência glaciária. Um magnífico exemplo visualiza-se na margem inferior de um covão glaciário, localizado a 2.100 m no vale de Ruda, com um arco morénico frontal que tem uma potência vertical de 10-15 m (Figura 61).



Figura 61. Moreia frontal da fase 3 com uma crista assinalada pelo tracejado.

Os cones de detritos são o elemento geomorfológico mais frequente em todo o vale a partir dos 2.000 m. Estas formas de acumulação estão associadas, praticamente na totalidade, às vertentes, têm declives que oscilam entre os 10 e os 40° e estão essencialmente orientadas a oeste (55,4%) mas também a este (21,7%), a sul (18,3%) e norte (4,6%). São depósitos compostos por blocos e detritos descobertos de vegetação ou apenas detritos cobertos por alguma vegetação primária e muitas vezes têm uma frente em forma de cone. Desenvolvem-se na vertente e, frequentemente, assentam no sopé na base da vertente. São formas ativas na atualidade associadas a processos periglaciários e desenvolvem-se por processos de erosão mecânica associada à presença de gelo (gelifração). A fonte de material (blocos e calhaus) são as paredes rochosas. Estas sofrem fraturação da rocha por expansão da água em zonas de fragilidade que vai alimentar posteriormente a acumulação na vertente (Figura 62).



Figura 62. Cone de detritos maioritariamente descoberto de vegetação, na margem esquerda do rio Saboredo.

A partir de 2.200 m encontram-se os circos glaciários, que na parte superior do vale de Ruda contabilizam 18 unidades e estão orientados de forma equitativa a oeste com 38,9%, a este 33,3% a este e a sul com 27,8%. Os elementos mais pequenos encontram-se em patamares mais elevados e são mais declivosos. São geoformas resultantes da erosão glaciária (e periglaciária) com uma morfologia côncava em forma de anfiteatro, com paredes rochosas a fechar a área montante e áreas de contacto com o restante vale na área jusante. As diferenças entre as altitudes máximas e mínimas dos circos atingem 630 m. Estão compostos por uma crista (quase) vertical com paredes rochosas muito declivosas e um fundo suave e deprimido que corresponde aos covões glaciários. Por fim, o ferrolho é um rebordo marcado por uma rotura de declive (Figura 63).



Figura 63. Circo glaciário da margem direita do rio Garona, exposto a oeste.

Nos circos glaciários existem muitas geoformas de origem glaciária e periglaciária. Algumas são ativas na atualidade e outras são herdadas, resultado de outras fases passadas.

Dentro dos circos e correspondentes à fase 4 da sequência glaciária, existem diferentes complexos morénicos que apresentam um excelente estado de preservação. Estes

complexos morénicos estão geralmente compostos por dois sistemas morénicos frontais, um no fundo do circo e outro no ferrolho e rebordo (Figura 64).



Figura 64. Moreia de fundo de circo da fase 4, no circo glaciário setentrional de Sendrosa.

Já dentro do âmbito dos circos glaciários do vale de Ruda existem 21 glaciares rochosos com características distintas. Topograficamente, encontram-se entre altitudes médias de 2.210 e 2.580 m, estão igualmente expostos a este e oeste (38% cada) e a sul (23%), e têm declives médios entre os 10 e os 30°. Os de maior dimensão têm uma tendência a orientar-se a oeste e ser mais suaves, assim como estão em altitudes mais baixas. Podem ocupar quase todo o circo glaciário, ou estar apenas localizados nas vertentes do circo ou mesmo no ferrolho. São formas de acumulação de blocos heterométricos e angulosos com mobilização por gelifluxão. O seu comprimento é maior do que a largura, são perpendiculares às vertentes e apresentam estruturas transversais de fluxo como línguas e cristas (Figura 65). A sua fonte de material são os cones de detritos ou as moreias, que se encontram na sua parte superior e alimentam e originam os glaciares rochosos. A presença de gelo intersticial permitiu os processos de gelifluxão que facilitaram a mobilização dos blocos do glaciar rochoso. Atualmente não são ativos porque não

existem condições climáticas favoráveis, o que favorece a presença de vegetação e líquenes na superfície dos blocos.



Figura 65. Glaciar rochoso no circo glaciário meridional do Tuc de Sendrosa com setas a apontar o sentido de fluxo.

Nos circos glaciários encontram-se também protalus lobes, com 18 exemplos. Estão distribuídos na base dos circos glaciários entre 2.080 e 2.630 m, orientados maioritariamente a oeste (66,7%) e este (16,5%), e entre os 13 e 32° de declive médio. Os de maior dimensão (>1 ha) têm declives intermédios (18-22°) e os mais elevados têm maior declive. São formas de acumulação de blocos que posteriormente são mobilizadas por processos de gelifluxão. Encontram-se paralelas às vertentes dos circos glaciários e a sua largura é maior do que o comprimento. Também apresentam morfologias de fluxo, com dorsos alongados com cristas. São formas associadas a processos passados e que hoje não encontram condições favoráveis de desenvolvimento (Figura 66).



Figura 66. Protalus lobe perto do Tuc de Sendrosa (imagem vertical, fonte: ICGC).

Perto das paredes verticais dos circos mais elevados, há 8 exemplos de protalus ramparts (em castelhano chamados *morrenas de nevé*). Encontram-se confinados entre 2.350 e 2.570 m e distribuídos por todos os quadrantes, sendo que o oeste (37,5%) e sul (25%) são o mais representativos. Os elementos mais pequenos estão em patamares superiores e são mais declivosos. São menos frequentes do que outras formas, encontram-se restringidos a ambientes topograficamente protegidas da radiação, como aquelas que se desenvolvem entre as paredes e o fundo dos circos glaciários. São pequenas cristas de acumulação de calhaus angulosos, associados ao deslizamento dos sedimentos por cima dos neveiros; têm forma de bumerangue, com declives entre os 11 e 34° e são formas ativas nos dias de hoje (Figura 67).



Figura 67. As setas assinalam um proglacial rampart no circo glaciário setentrional de Sendrosa, 2.600 m.

Dentro dos circos ou em áreas circundantes por cima dos 2.400 m com declives superiores a 18°, aparecem muitos exemplos de áreas com lóbulos de solifluxão. Estas áreas encontram-se maioritariamente expostas a norte (58,3%) mas também a este (33,3%) e oeste (8,3%). Fazem parte do modelado crionival, onde a presença de gelo sazonal no solo facilita o movimento dos decímetros mais superficiais. Podem-se encontrar pequenos lóbulos com frentes verticais de 50-80 cm, e uma largura e comprimento de 0,5-5 m e (Figura 68). Como noutras áreas dos Pirenéus Centrais a estas alturas, são formas que na atualidade apresentam atividade. Por vezes aparecem cobertos por uma vegetação densa e outras, nas áreas mais elevadas ou mais expostas ao vento, aparecem com uma cobertura de vegetação mais dispersa (Figura 68).



Figura 68. *Terracettes* de solifluxão na vertente oeste do Tuc de Sendrosa (2.500 m), onde foram instalados um *dataloggers* a 5 cm de profundidade.

Nestas áreas por cima dos 2.300 m os processos criogénicos são ativos. São abundantes as micromorfologias associadas ao congelamento-descongelamento diário no solo, como as derivadas do *pipkrake*. O *pipkrake* resulta do congelamento da água disponível no solo quando as temperaturas do ar descem por baixo dos 0°C, e criam-se agulhas de gelo que podem levantar pequenas partículas de solo. São formas indicadoras do processo de segregação seletiva do solo que estão na origem de formas de microorganização do solo (Figura 69).



Figura 69. Exemplo de microfomas associadas à ação do *piprake* a 2.300 m.

Finalmente, já nas partes mais altas da área de estudo, ao nível das cristas dos circos glaciários (2.600-2.800 m) é possível observar superfícies que sofreram transfluência glaciária. É uma forma de erosão na linha de fecho, nas áreas onde os picos não são vigorosos. São áreas onde o vento é muito forte e não permite a colonização vegetal nem a acumulação de neve. São caracterizadas por superfícies suaves de rocha nua ou com solos pouco desenvolvidos e muito superficiais. A transfluência mais clara encontra-se entre o Tuc de Saboredo e o de Sendrosa (Figura 70).



Figura 70. Área de transfluência glaciária (à esquerda Tuc de Saboredo).

Nas áreas mais elevadas da área de estudo, sobressaem estruturas “bicudas” que assinalam os picos ou as cristas rochosas que funcionaram como nunataks. São formas de resistência glaciária que ficaram rodeadas de gelo ao longo dos períodos de intensa glaciação e foram fortemente erodidas pela dinâmica periglaciária (Figura 71).



Figura 71. Picos que funcionaram como nunataks.

Na margem esquerda do rio de Ruda, na confluência com o rio Garona, ainda é possível observar, desde o planalto de Beret, superfícies de crioplaneação já descritas por Kleinsmiede (1960) e Martí Soler (1988). Na linha de fecho entre o rio de Ruda e Aiguamòg surge uma área de aplanamento, identificada como superfície de crioplaneação. Estas superfícies não foram afetadas por processos glaciários durante as

glaciações pleistocénicas e estão associadas a uma intensa dinâmica periglaciária que desmantelou o relevo preexistente e deixou superfícies relativamente horizontais. (Figura 72).

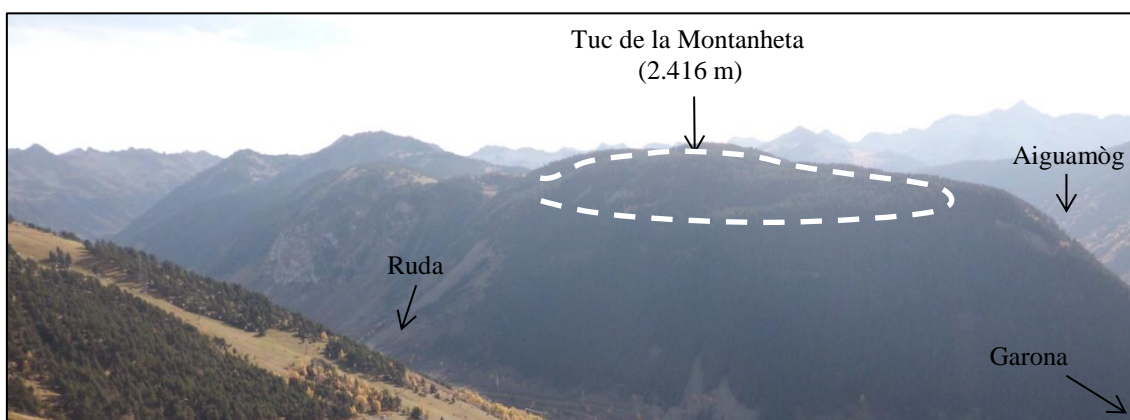


Figura 72. Superfície de crioplanção de Montanheta na convergência entre Ruda, Aiguamòg e Garona.

6.2. REGIME TÉRMICO DO SOLO

As temperaturas do solo no vale de Ruda apresentadas na tabela 2 variam significativamente em altitude, o que condiciona os processos geomorfológicos e ecológicos atuais. Existe uma tendência de arrefecimento em altitude contudo com alguma variabilidade. No fundo do vale aos 1.600 m o solo apresentou uma temperatura média positiva (3,1°C) e com valores mínimos absolutos negativos a atingir -2,5°C. Durante 11 dias a temperatura máxima não ultrapassou os 0°C e foram registados 12 ciclos de gelo-degelo. Aos 1.800 m, ainda no fundo do vale, a temperatura do solo mostrou as temperaturas médias mais altas da sequência de *dataloggers*, com 4,5°C. Aos 2.000 m, no bosque do vale, os registos do solo mostraram uma média de 1,7°C, uma amplitude térmica entre a máxima e mínima absolutas de 15,5°C, os dias com valores sempre positivos atingiram os 100% sem ciclos de gelo e degelo. Aos 2.200 m, num covão glaciário das partes elevadas do vale, as temperaturas médias do solo ainda foram positivas, a amplitude térmica entre a máxima e mínima absolutas atingiu o máximo da série (26,8°C), sempre com temperaturas positivas e sem ciclos de gelo e degelo. Aos 2.500 m, num lóbulo de solifluxão do Coll de Sendrosa, registaram-se as temperaturas do solo mais baixas, com média negativa (-1,4°C). As temperaturas

absolutas também foram as mais baixas (-11,5°C), em 65% dos dias as temperaturas foram sempre negativas e também houve 28 ciclos de gelo e degelo.

Tabela 2. Parâmetros térmicos do solo no vale de Ruda.

Altura (m)	T _{méd} (°C)	T _{máx} (°C)	T _{mín} (°C)	T _{máx} abs (°C)	T _{mín} abs (°C)	Dias T _{máx} ≤ 0°C	Dias T _{mín} > 0°C	Ciclos G-D
2.500	-1,4	0,5	-2,8	15,0	-11,5	115	73	28
2.200	2,7	4,5	1,6	27,1	0,3	0	238	0
2.000	1,7	2,2	1,4	15,7	0,2	0	238	0
1.800	4,5	6,4	3,2	21,8	0,5	0	238	0
1.600	3,1	4,0	2,3	14,7	-2,5	11	195	12

O comportamento térmico intranual do solo, entre outubro de 2015 e junho de 2016, segue um registo semelhante nas diferentes altitudes. No outono, as temperaturas mais superficiais do solo descem gradualmente com bastantes flutuações, raramente em torno dos 0°C. Este comportamento dura até finais de outubro. Depois surge uma rápida estabilização das temperaturas da superfície do solo que continua durante o inverno. Este fenómeno é consequência da presença da neve, assim que a temperatura atmosférica baixa os 0°C, a precipitação passa a ocorrer em forma de neve e a cobrir o solo. Uma vez coberto de neve, esta camada assume um papel de isolador térmico e solo deixa de registar as flutuações térmicas da atmosfera e estabiliza pouco acima dos 0°C (Oliva et al., 2016b). De ressaltar que aos 1.600 e 1.800 m esta estabilidade é por vezes interrompida por flutuações esporádicas, o que parece estar relacionado com a fusão da neve nas cotas mais baixas durante episódios em que as temperaturas do ar ultrapassam os 0 °C. No início da primavera, as flutuações retomam com mais frequência em torno dos 0°C e gradualmente aquecem com grandes amplitudes entre os máximos e mínimos absolutos. Este padrão resulta da gradual fusão da neve que ocorre primeiro nos sensores a menor altura e progressivamente afeta alturas superiores: a 2.000 e 2.200 m onde o retorno das flutuações se dá em maio (Figura 73). Aos 2.500 m

o comportamento térmico do solo é diferente, ao longo da série observam-se muitas flutuações diárias em torno dos 0°C sem estabilização térmica. A causa está na localização do sensor, perto de uma portela (Coll de Sendrosa) onde a neve nem acumula nem perdura por causa da intensidade e frequência do vento; assim, as temperaturas do solo, sem neve, estão mais propensas às oscilações térmicas atmosféricas e por isso, apresentam também um maior número de temperaturas negativas e ciclos de gelo-desgelo. Durante o outono e inverno as flutuações das temperaturas de solo a 2.500 m seguem uma tendência de redução e no início da primavera as temperaturas aumentam (Figura 74).

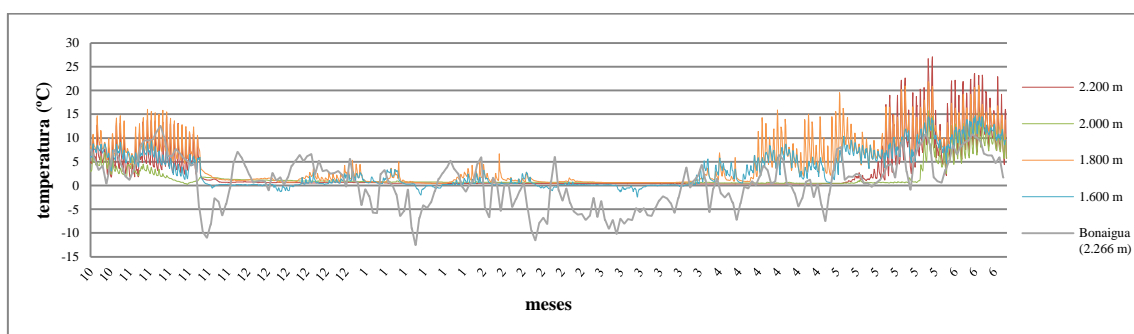


Figura 73. Comportamento térmico do solo no vale de Ruda e evolução da temperatura média diária do ar na estação de Bonaigua.

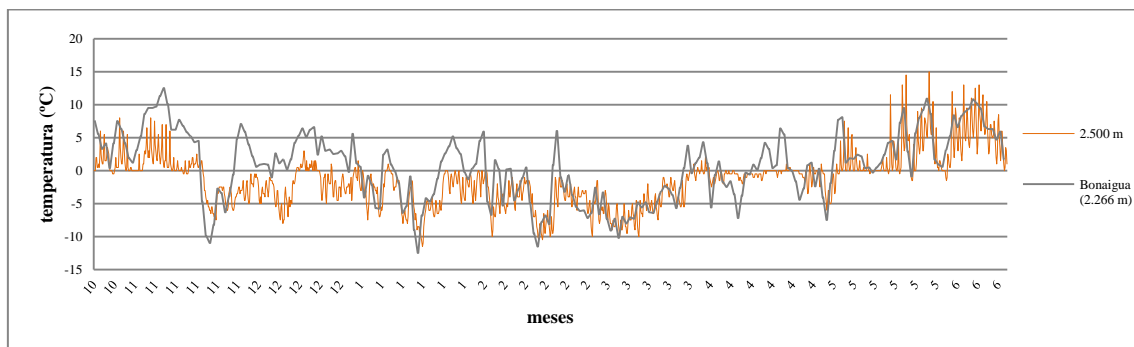


Figura 74. Comportamento térmico do solo a 5 cm de profundidade a 2.500 m no Coll de Sendrosa e evolução da temperatura da média diária do ar na estação de Bonaigua.

As condições térmicas do solo têm um papel importante na dinâmica dos processos geomorfológicos (Pisabarro et al., 2016). Até aos 2.200 m predomina o carácter nival no regime térmico do solo, com poucos ciclos de gelo-desgelo e estabilidade geomorfológica induzida pela presença da neve. A atividade criogénica, indicada pelos ciclos de gelo-degelo é mais intensa no logger de 2.500 m, que apresenta um comportamento térmico muito diferente do logger localizado a 2.200 m (Tabela 2).

Estas condições têm implicações na dinâmica geomorfológica dos solos, onde a oscilação da congelação-descongelação da água provoca movimento das partículas superiores do solo. Não é possível indicar com maior precisão a base do andar periglaciário porque o logger de solo aos 2.400 m estava por baixo da neve ainda a finais de Junho'16 e os dados não puderam ser recolhidos.

7. DISCUSSÃO DE RESULTADOS

Neste capítulo, discute-se a forma como os resultados derivados da geomorfologia, sedimentologia e modelação glaciária se integram para uma melhor compreensão sobre a Última Glaciação e respetiva deglaciação no alto vale do rio Garona. Pretende-se também de forma sucinta correlacionar estes resultados no quadro cronológico da evolução glaciária e pós-glaciária nos Pirenéus e montanhas do sul europeu.

7.1. EVOLUÇÃO GLACIÁRIA NO ALTO VALE DO RIO GARONA NO CONTEXTO DAS MONTANHAS DO SUL DE EUROPA

No caso específico da evolução glaciária no alto vale do rio Garona, a discussão centra-se na integração de todos os resultados associados a registos glaciários, nomeadamente aos complexos morénicos, a sua relação morfoestratigráfica e a uma possível cronologia de recessão baseada na comparação de idades absolutas publicadas noutros trabalhos.

O alto vale do rio Garona é composto por quatro complexos morénicos associados a fases específicas (Figura 75). Delmas et al. (2011) já sugeria uma dinâmica glaciária parecida entre as bacias de Garona, Ariège, Gaves e Gállego, com uma sucessão de fases glaciares semelhante.

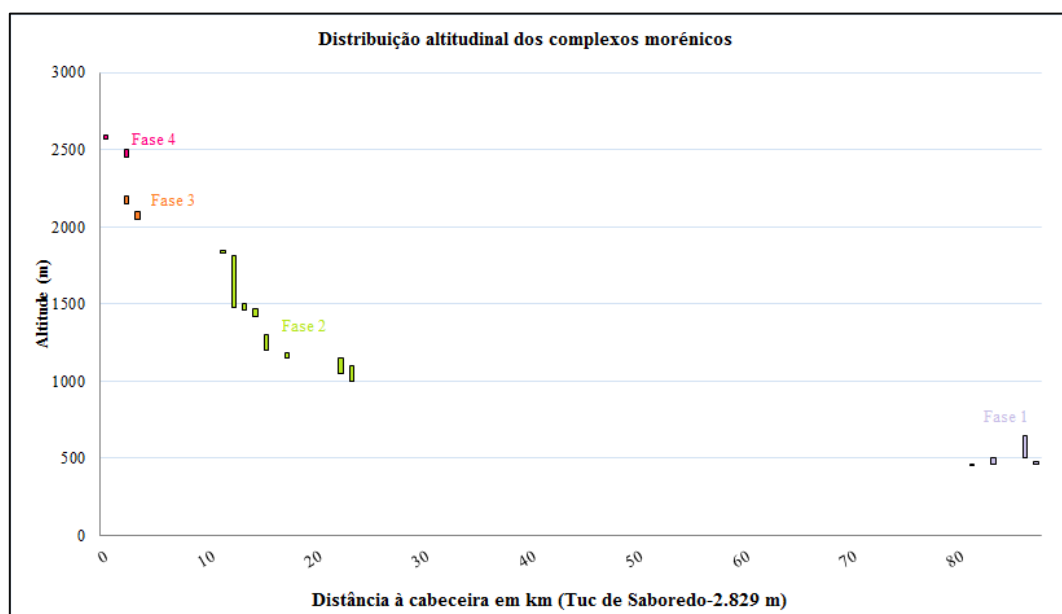


Figura 75. Distribuição altitudinal dos depósitos glaciários identificados (Tabela 3) e correspondentes às diferentes fases glaciárias em relação à cabeceira.

A fase 1 encontra-se entre os 450 e 650 m de altitude e tem um comprimento desde a cabeceira à bacia terminal de Barbazan de 87,8 km, perfazendo o maior glaciar de todos os sistemas montanhosos peninsulares. A fase 2 apresenta depósitos entre os 1.000 e os 1.850 m, entre 23 e 12 km da cabeceira. A fase 3 está definida por uma sequência de moreias situadas em altitudes de 2.050 e 2.200 m, entre 4,5 e 2,6 km da cabeceira. A última fase, 4, corresponde às moreias mais próximas das cabeceiras, nomeadamente nos circos glaciários, encontram-se a altitudes de 2.450-2.590 m e entre os 2 e 0,4 km da crista dos circos (Figura 76).

Durante a fase 1, de acordo com o modelo de reconstrução espacial dos paleoglaciarres aplicado no capítulo 5.2, o alto vale do rio Garona estaria cheio de gelo, com os vales ocupados por línguas glaciárias que confluíam num glaciar pé de montanha. Com frequência, desenvolvem-se áreas de contacto glaciário entre os diferentes tributários e, ainda assim, a maior parte dos topos das montanhas estão livres de gelo e funcionavam como nunataks (Figura 76). Estas indicações já tinham sido consideradas por Martí Soler (1988) e Bordonau (1985) onde ainda foram induzidas as respetivas espessuras glaciárias nos tributários a sudoeste de Vielha, de 500/600 m (Nere) e 400/500 m (Joeu) e ao próprio Garona que atingia 800 m de espessura entre Vielha e Marignac. Estes valores foram validados pelo presente modelo e observações de campo (Figura 77): a fase terminal corresponde com a moreia frontal (SM-2) da bacia de Barbazan; os 800 m de espessura nos vales das partes altas do alto vale do rio Garona correlacionam-se com blocos erráticos de granito num substrato detrítico, avistados na vertente a 1.700 m/1.800 m, perto de Vielha (que se encontra a 1.000 m), assim como roturas de declive roturas de declive entre os 1.800 m e 1.900 m; em Ruda e Aiguamòg o modelo aponta uma espessura de 500 m que é a diferença entre a base topo das vertentes ou fundo dos circos glaciários. A partir do gradiente térmico vertical inferido para os Pirenéus Centrais em 0,6°C (García Ruiz et al., 2010) a ELA aos 1.487 m permite inferir uma paleotemperatura para as partes mais altas desta fase de -8°C.

Durante a fase 2, a estabilidade/reavanço do glaciar do rio Garona marcou uma frente glaciária que atinge apenas a atual vila de Vielha e poucos eram os tributários que confluíam neste. Ainda existiam, muito pontualmente, áreas de contacto glaciário entre tributários (Figura 76). No setor terminal da fase 2, o modelo coincide relativamente bem com o nível morénico direito, enquanto no cordão morénico esquerdo mostra-se

abaixo do limite do glaciar que ficou entre 100 a 1000 m da moreia, o pode estar relacionado com o terraço de obturação lateral que se desenvolveu e cortou a moreia; o umbral glaciário da fase 2 no vale de Ruda coincide com os limites do glaciar, assim como as moreias laterais mais internas desta fase, em Beret (Figura 77). Nas partes mais altas, durante a fase 2, as paleotemperaturas inferidas a partir da ELA (2.253 m) eram de $-3,3^{\circ}\text{C}$.

Na fase 3, o glaciar abandona o fundo de vale principal do Garona, no entanto os glaciares continuaram nos vales dos tributários até às moreias externas dos complexos 3 (Ruda e Beret) onde atingem os seus limites (Figura 76). Nesta fase não se encontraram moreias laterais para correlacionar com o glaciar e as formas de erosão não são claras para associar a esta fase. Nas partes mais altas as paleotemperaturas inferidas a partir da ELA (2.332 m) são de $-2,8^{\circ}\text{C}$.

A última fase, já se desenvolve de forma isolada dentro dos circos de Ruda (Figura 76). Os glaciares atingiram os limites das moreias frontais contudo existem casos em que o glaciar ultrapassou estes limites devido ao contexto topográfico local plano. A claresa das formas de erosão não permite, novamente, a determinação de uma fase 4. Quando às paleotemperaturas médias inferidas nas partes mais altas a partir da ELA (2.435 m) para esta fase são de $-2,4^{\circ}\text{C}$.

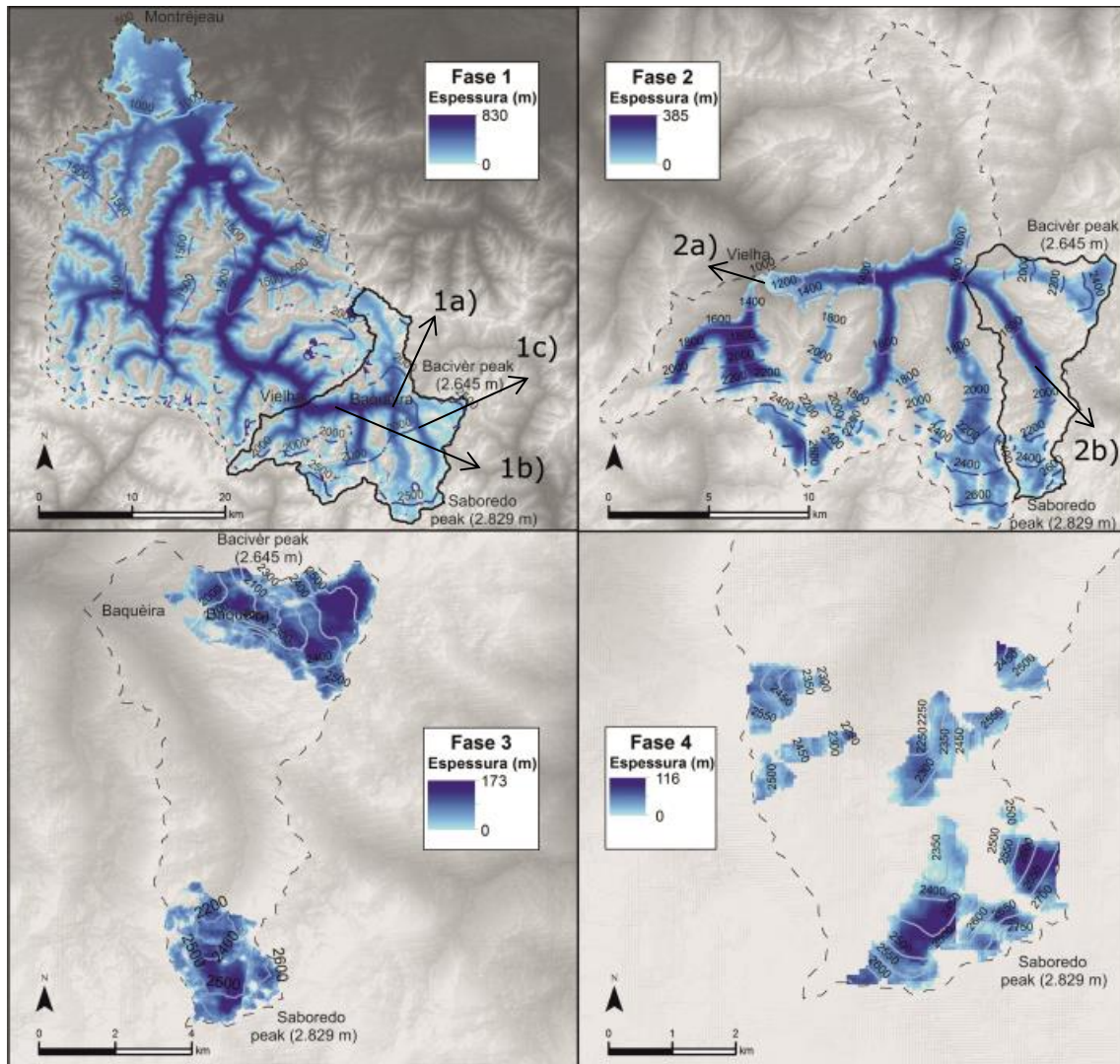


Figura 76. Comparação entre os modelos realizadas para as várias fases.

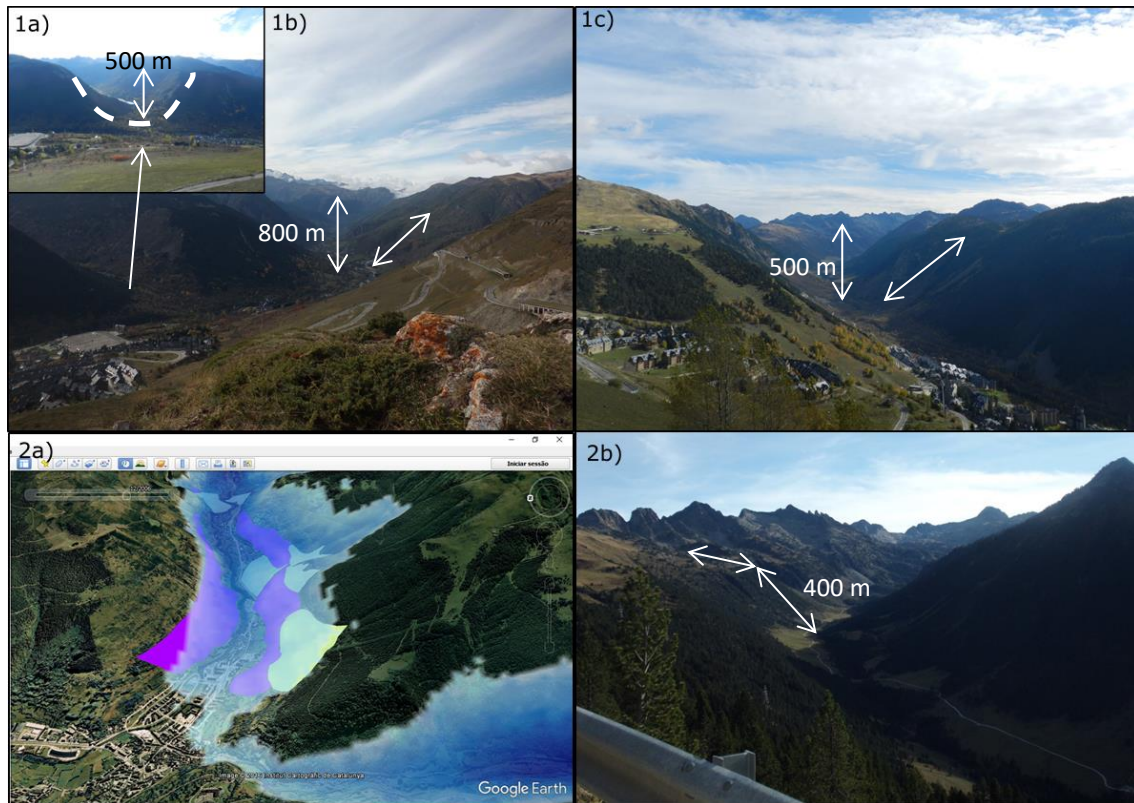


Figura 77. Comparação dos paleoglaciares desenvolvidos pelo modelo e os testemunhos de acumulação e erosão deixados pela dinâmica glaciária nas várias fases de retrocesso desde a Última Glaciação. O nº 1 é alusivo à fase 1 e conta com vários exemplos de vales glaciários e suas espessuras (1a) Aiguamòg, 1b) Garona e 1c) Ruda). O nº 2 é respetivo à fase 2 com a correspondência entre o modelo (azul transparente) e as moreias (roxas) e completado com leques aluviais (verde)-2a); assim com um umbral glaciário no vale de Ruda-2b). De forma sucinta, a Tabela 3 é uma síntese que associa os resultados da modelação, geomorfologia e indução cronostratigráfica para as várias fases de retrocesso glaciário do alto vale do rio Garona.

Tabela 3. Características da glaciação no alto vale do rio Garona.

Complexo	Tipo glaciár	Tipo moreias	Hmoreias (m)	Comp glaciár (km)	Espessura máx (m)	Superfície glaciár (km ²)	Vol. gelo (km ³)	ELA (m)	Cronologia
Fase 1	Vale + pé de montanha	Laterais; Frontais	460-480	87,8	830	852	244	1.487	MIS 4 - MIS 2
Fase 2	Vale	Laterais; latero-frontais	1.000-1.850	23-12	385	97	11	2.253	Oldest Dryas
Fase 3*	Vale	Latero-frontais	2.050-2.200	4,5-2,6	173	16	1	2.332	Younger Dryas
Fase 4	Circo	Frontais	2.450-2.590	2-0,4	116	2,7	~0,088	2.435	Holocénico

*Nesta fase todos os valores apresentados são alusivos apenas ao vale de Ruda.

A fase 1 está associada ao complexo morénico da bacia terminal de Barbazan, no sopé dos Pirenéus e é composto por 4 sistemas. Este complexo regista o máximo avanço glaciário. As línguas glaciárias provinham das partes superiores do alto vale do rio Garona, cobrindo os tributários por um “mar de gelo” que modelava os vales glaciários, as áreas de sobrecavação glaciária, os covões glaciários, os circos glaciários, as áreas de contacto glaciário entre vales vizinhos e apenas os topos estavam descobertos, funcionando como nunataks (Bordonau, 1985, 1992; Martí Soler, 1988).

O sistema morénico 1 (SM-1), catalogado sobre as vertentes (600 m) que rodeiam a bacia terminal de Barbazan é considerado por Hubschman (1984) e Andrieu (1991) como um depósito morénico anterior à Última Glaciação, possivelmente do MIS6 (130-190 ka). Existem outros materiais do MIS 6 como terraços fluviais nas vertentes da bacia, apontando por Stange et al. (2014). Noutros vales dos Pirenéus também são encontrados estes depósitos de expansão glaciária anterior à Última Glaciação, como acontece nos vales da parte norte do Pirenéus, na bacia de Ariège (Delmas et al., 2011) e também na parte sul, na bacia de Gállego (Peña et al., 2004). Ainda sobre este período, outros registos foram preservados também nos Pirenéus Orientais, tais como camadas de sedimentos fluvio-glaciários no rio Têt (Delmas et al., 2008; Delmas, 2009).

O sistema morénico 2 (SM-2) é o mais externo e parece corresponder à MIE da Última Glaciação no alto vale do rio Garona. Foi inicialmente considerado por Hubschman (1894) a partir do grau de degradação e morfologia das moreias. Na margem oriental da bacia não se identificam estas flutuações, Stange et al. (2014) justifica que o reavanço do glaciário que depositou o SM-3 atingiu a sua posição durante o MIS 2. Stange et al. (2014) indica um MIE antecipado no alto vale do rio Garona por causa do longo período de exposição do SM-2 face aos SM-3/SM-4 baseado na comparação do grau de degradação os depósitos. A partir de pólenes do lago de Sost (já no vale glaciário do alto vale do rio Garona), Herail e Jalut (1986) inferiram um máximo da Última Glaciação de ~45 ka contudo esta idade pode estar subestimada devido à contaminação pelo efeito *hard water effect*¹⁴ (Pallàs et al., 2006). Sistemas morénicos desta fase têm sido encontrados em vários vales setentrionais dos Pirenéus (Pallàs et al., 2010; Calvet et al., 2011), salientando a bacia de Ariège, paralela ao Garona, que Delmas et al. (2011) datam em 81 e 34,9 ka. Importante salientar que a cronologia proposta, não só coincide com as montanhas da vertente norte (Ariège e Gaves) e sul (Gállego e Cinca) dos Pirenéus, mas também das Montanhas Cantábricas (ex: Picos de Europa a 37,2 ka BP, Ruiz-Fernández et al., 2016).

O sistema morénico 3 (SM-3), identificado do sopé das vertentes e no arco de La Serre está possivelmente associados ao LGM (ou LGM). A ausência de dados absolutos neste sistema obriga-nos a encontrar outras fontes relativas. Stange et al. (2014) afirma uma idade jovem dos sistemas M3/M4 devido ao grau de degradação e assume que a formação de La Serre coincide com o máximo desenvolvimento glaciário do MIS 2, provavelmente síncrono com condições climáticas frias e de deposição de loess a norte dos Alpes (26-23-ka cal BP), (Hubschman, 1975; Ivy-Ochs et al., 2009).

A sequência glaciolacustre de Barbazan pode indicar já alguns dados absolutos. As datações por ¹⁴C da sua base reportaram uma idade basal de 39,4-32-ka cal BP, que pode estar contaminada. O *hard water effect* apontado por Andrieu (1991) e a possibilidade de ter sido um lago em contato com o gelo glaciário, excluem as hipóteses de haver datações fiáveis (Stange et al., 2014).

¹⁴ A datação por ¹⁴C pode ter uma fação de matéria orgânica mineralizada que contamina os resultados.

O último depósito da bacia (SM-4) é o mais interno e está composto por duas cristas de recessão associadas ao período de retrocesso da deglaciação. Não existem datações sobre este sistema no entanto é um sistema, mais recente do que o LGM (SM-3) e mais tardio do que 15,1 ka cal BP, indicado pela datação da unidade vasosa com matéria orgânica, da sequência do lago de Barbazan e que coincide com o abandono do terraço fluvial anteriormente falado (14,6 ka cal BP) (Stange et al., 2014).

Levanta-se a questão se os dois períodos frios indicados na sequência de Barbazan por diminuição de $\delta^{18}\text{O}$ e datados de 21,1 e 19-18,2 ka cal BP podem ser relacionados com estas moreias de retrocesso. Mais se adianta que na bacia de Ariège, o arranjo geomorfológico das moreias alicia uma relação, pois os dois depósitos aí existentes têm o mesmo aspeto de recessão, encontram-se à mesma distância da moreia do LGM (6-7 km) e foram datados de 19,1 e 18,8 ka (Delmas et al., 2011; Calvet et al., 2011).

Subindo em altitude, já dentro do vale, o complexo externo da fase 2 perdeu 73% do seu comprimento glaciário e está a 23 km da cabeceira. É composto por um sistema de várias moreias entre os 1.000 m e os 1.800 m, entre Vielha e Baquèira/Beret e estão associadas a um período frio dentro da deglaciação. Pensa-se que pode estar relacionado com o Dryas Antigo (17,5-14,5 ka BP) porque é o primeiro período frio posterior ao LGM capacitado para desenvolver moreias nos Pirenéus (Delmas, 2015). Noutras bacias dos Pirenéus, encontram-se moreias do Dryas Antigo dentro dos vales (Delmas et al., 2011), a altitudes semelhantes (700-950 m) e datadas de 15,4 ka (Petches), 14,4 ka (Freychinède) e de 17 ka (Ariège; Pallàs et al., 2010; Palacios et al., 2015a, 2015b).

Nos tributários de Val d'Aran, Mardones (1982), Bordonau (1985), Martí Soler (1988) catalogaram depósitos morénicos a 1.460 m (Nere) e entre 1.360-2.000 m (Joeu) e 1.800-2.000 (Unhòla e Varradòs) inferiram o Dryas Antigo. Comportamento geomorfológico idêntico foi estudado na vertente sul dos Pirenéus, no vale de Gállego e datado de 15,5 ka (Palacios et al., 2015a). As montanhas ibéricas que têm demonstrado analogias cronológicas com os vales do norte dos Pirenéus, nomeadamente do NW, contudo não mostram registos locais do Dryas Antigo (Jalut et al., 2010). No Sistema Central, o maciço de Gredos e de Guadarrama têm registado avanços glaciários do Dryas Antigo (Palacios et al., 2012a, 2012b), assim como acontece na Serra Nevada (Palacios et al., 2016).

O complexo da fase 3 já apresenta glaciares de vale individualizados no planalto de Beret e dentro do vale de Ruda a 4,5 e 3 km da cabeceira, respetivamente. Não se dispõe de datações para esta fase de uma redução volumétrica de gelo de 99,5%, em relação a fase 1. As moreias do Beret e Ruda são moreias latero-frontais ou mesmo frontais bem desenvolvidas e preservadas entre 1.800-1900 m e 2.050-2.200 m, respetivamente. Estes sistemas, apesar de terem uma diferença altimétrica associada à própria estrutura do relevo nas duas áreas, ficaram associados no mesmo complexo 3. Uma possível justificação para a baixa altitude de Beret centra-se no arranjo topográfico do maciço de Bacivèr em funil que canalizava o glaciar da ampla área junto aos circos glaciários para uma estreita e declivosa área ao longo do rio Malo e que termina numa área completamente horizontal, em Beret.

Martí Soler (1988) ainda define uma fase de formação morénica entre as moreias de vale e as de circo, contudo indica uma idade 14 e >13,2 ka cal BP. Estas datas coincidem com o Bølling–Allerød, período quente onde recentes trabalhos sugerem que muitos glaciares nos Pirenéus tiveram um notável recuo (Pallàs et al., 2010; Delmas, 2015). No caso dos Pirenéus Centrais, García Ruiz et al. (2016) identifica a formação de glaciares com extensões semelhantes (~4-6 km), podendo desenvolver algum paralelismo entre ambas as áreas (Tabela 3). Nos Pirenéus Orientais também há um avanço glaciário dentro dos circos ou perto do seu limite entre 12,8 e 11,6 ka (Delmas et al., 2008; Pallàs et al., 2006, 2010; Palacios et al., 2015b). O Dryas Recente teve desenvolvimento morénico noutros maciços como na Serra Nevada (Palacios et al., 2016).

No caso de Beret, os dados sedimentológicos complementam as observações geomorfológicas. As sequências sedimentares mostram uma evolução dos ambientes de deposição, a partir da deglaciação da área. No perfil BE-1 os sedimentos grosseiros da base sugerem um ambiente proglaciário de alta energia com deposição de partículas minerais. Nas unidades superiores, dominou uma progressiva terrestrialização em ambientes energeticamente mais calmos e o aumento da matéria orgânica, sendo um ambiente geomorfológicamente mais estável até à atualidade. Quanto ao perfil BE-2, extraído na frente da moreia latero-frontal da fase 3, indica uma base em ambiente pró-glaciário que estava próximo da planície de lavagem com escoamento fluvio-glaciário energético e deposição de sedimentos re trabalhados da moreia. Com a formação da

moreia latero-frontal seguinte, desenvolve-se um ambiente lacustre, isolado entre diferentes complexos morénicos associados a moreias da fase 3. O aumento do teor em matéria orgânica nas unidades superiores indica um desenvolvimento de ambientes mais vegetados, com menos energia. Estes estão associados ao recuo do glaciar já dentro da fase 3. Esta sequência teve início possivelmente depois do Dryas Recente, quando se forma o lago proglaciário e o aumento da matéria orgânica acontece durante o Holocénico.

O complexo da fase 4 está associado às moreias frontais já dentro dos circos glaciários. Bordonau (1985) e Martí Soler (1988) identificam esta fase nos tribuários Nere, Joeu, Unhòla, Varradòs e Toran, e classificam-na como fase de glaciares de circo. Pensa-se que estas moreias estão associadas ao Holocénico. Embora as realidades altimétricas não sejam comparáveis, no Monte Perdido García Ruiz et al. (2014) datam dois conjuntos morénicos de circo em contextos geomorfológicos semelhantes aos de Ruda, a mais externa de 5,1 ka. Durante a LIA nas montanhas ibéricas ainda existiam mas eram bastante reduzidos nos circos glaciários mais elevados (González-Trueba et al., 2008), que não seria o caso da área de estudo onde os circos ficam a alturas de 200-400 m mais baixas que os maciços glaciados durante a LIA.

Em suma, e fazendo a “ponte” entre a dinâmica glaciária e pós-glaciária no vale de Ruda, durante a fase 1 o vale encontrava-se preenchido de gelo deixando apenas descobertas as cristas e topos das montanhas. O recuo glaciário para a fase 2 mostra um emagrecimento da língua glaciária que ainda erodia até ao atual umbral glaciário e permite a instalação de processos periglaciários nas áreas descobertas de gelo. A libertação de grande parte do vale de Ruda pelo glaciar durante a fase 3 permite a subida do ambiente proglaciário em altitude e conseqüentemente, das dinâmicas periglaciária e paraglaciária que dominavam no vale. A última fase, 4, é caracterizada por uma dinâmica geomorfológica controlada por processos periglaciários e pelo desenvolvimento de novos processos biostáticos, nomeadamente associados à solifluxão e ainda por uma formação glaciária muito residual, onde apenas os circos glaciários foram ocupados por glaciares (Figura 78).

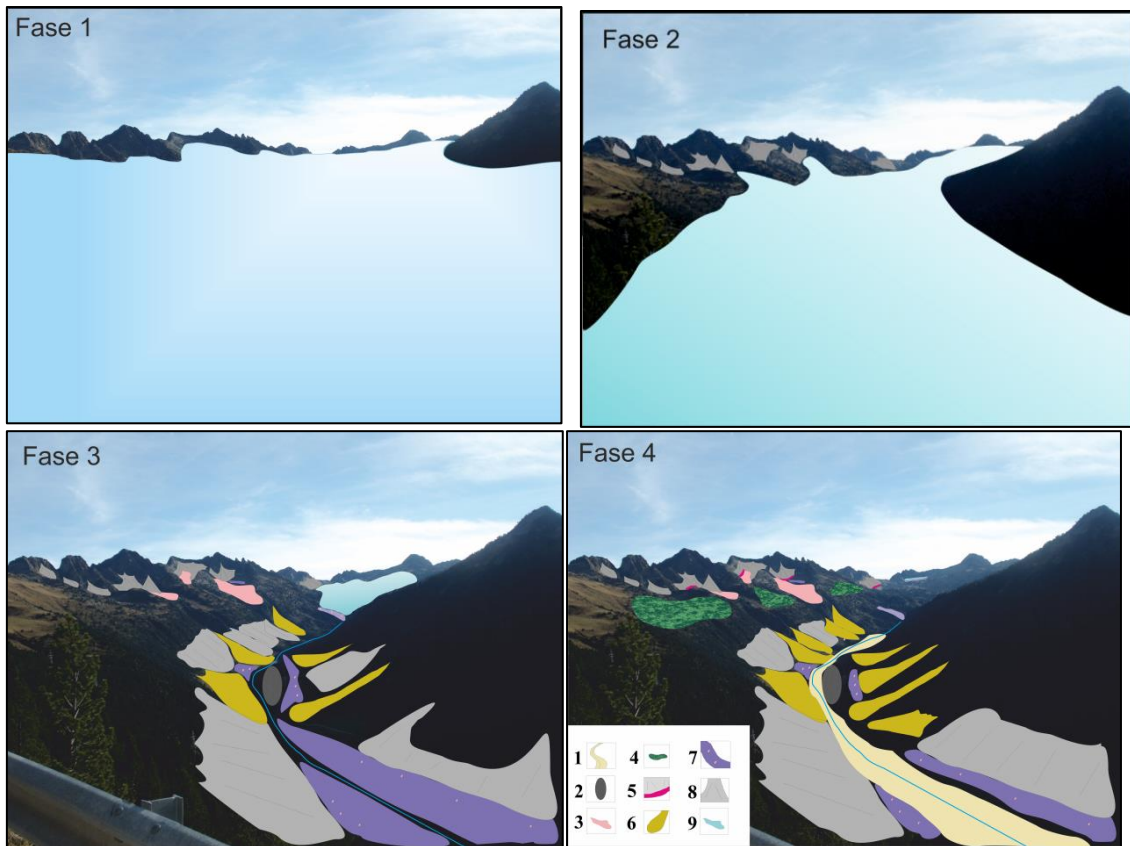


Figura 78. Evolução geomorfológica do vale de Ruda durante fases glaciárias. Legenda: 1- planície fluvial; 2- superfície abrasadas; 3 glacial rochoso; 4- geofomas de solifluxão; 5- protalus lobe; 6- leques aluvial; 7- moreia com blocos erráticos; 8- depósitos de detritos (conos ou taludes); 9- glacial.

7.2. DINÂMICA AMBIENTAL PÓS-GLACIÁRIA NO VALE DE RUDA

A análise da distribuição das formas e processos existentes no vale de Ruda permitiu inferir a evolução ambiental pós-glaciária que decorreu no alto vale do rio Garona desde a última ocupação glaciária pleistocénica. Essa evolução derivou numa dinâmica geomorfológica no vale de Ruda que está hoje organizada em andares altimétricos e apresenta uma morfogénese semelhante a outros ambientes de montanha da Península Ibérica. Em função da tipologia e intensidade dos processos geomorfológicos e a dinâmica ecológica associada, a área de estudo está dividida em três domínios: subnival (1.500-1.900 m), nival (1.900-2.300 m) e periglaciário ou crionival (2.300-2.800 m).

Domínio subnival (1.500-1.900 m)

O domínio subnival é composto por formas herdadas e atuais que têm uma gênese diversa associada à dinâmica glaciária, periglaciária e aluvial/fluvial.

Neste andar encontram-se vestígios da dinâmica glaciária de retrocesso com deposição de till no fundo do vale, entre os complexos morênicos da fase 2 e fase 3, provavelmente durante o Bølling–Allerød (Hughes et al., 2016). Durante a evolução pós-glaciária, as dinâmicas fluvioglaciária e fluvial foram erodindo o till. Neste ambiente também encontramos superfícies abrasadas que foram expostas após o recuo do glaciar e hoje estão parcialmente ocupadas pelo bosque de *Pinus nigra* (Figura 78).

Após o recuo do glaciar deste setor, os processos geomorfológicos passaram a ser dominados essencialmente pela dinâmica periglaciária. A intensificação dos processos periglaciários durante a fase paraglaciária é geral nas cordilheiras ibéricas durante o Bølling–Allerød (Oliva et al., 2016a). Após o recuo do glaciar no vale de Ruda, há uma subida em altura do domínio periglaciário; em paralelo, as vertentes libertadas da pressão exercida pelos glaciares ficam expostas à meteorização física (nomeadamente crioclastia) e ficam cobertas de detritos. O aquecimento registado durante o Holocénico nos Pireneus determina o abandono do domínio periglaciário para altitudes superiores a 2.500 m (García Ruiz et al., 1990). A deposição de detritos sobre as vertentes abaixo dos 2.000 m foi datada do Bølling–Allerød no vale de Cinca, Pireneus Centrais (García Ruiz et al., 2001). Hoje em dia estes detritos estão colonizados por solos orgânicos e pelo bosque de *Pinus Nigra*, mostrando prevalência da estabilidade geomorfológica exceto nas áreas afetadas pela dinâmica fluvial, aluvial e sazonalmente nival. Os leques aluviais que encontramos neste ambiente são consequência da dinâmica dupla (aluvial+avalanches). Estão distribuídos na saída dos barrancos de montanha que durante a estação da fusão da neve são capazes de mobilizar os detritos que cobrem as vertentes e destroem o bosque. Este comportamento é reforçado pelas avalanches que ocorrem nas vertentes durante os 4/5 meses em que o solo está coberto de neve (Figura 73). De facto, a presença da neve no solo favorece a estabilidade geomorfológica no fundo de vale, onde encontramos os valores máximos de temperaturas absolutas negativas (-2,5°C) e 12 ciclos de gelo e degelo. Isto deve-se à inversão térmica noturna das noites anticiclónicas onde o ar frio e denso subside e arrefece o solo. Este efeito é

intensificado quando o solo está coberto de neve porque o calor é refletido para a atmosfera.

Domínio nival (1.900-2.300 m)

O domínio nival está localizado entre o domínio subnival e o andar periglaciário¹⁵. A gênese geomorfológica é variada e está associada a formas preservadas e testemunhas da dinâmica glaciária e periglaciária e formas atuais originadas pela dinâmica nival e a presença de gelo sazonal no solo (Figura 78).

Nas partes baixas, nos covões glaciários, a dinâmica glaciária prevaleceu até Dryas Recente, com o desenvolvimento das moreias da fase 3 (2.050-2.200 m) com uma potência vertical de 15 m durante a estabilização do glaciar de Ruda. Nas partes altas do domínio que coincidem com os circos glaciários mais baixos do vale de Ruda (2.200 m) e foram deglaciados com a perda de espessura glaciária entre o MIE e o Dryas Antigo. Desta forma, os circos passam a ser ocupados por formas periglaciárias, como glaciares rochosos e protalus lobe. Esta dinâmica foi frequente nas cordilheiras ibéricas durante este período (Andrés et al., 2015; Palacios et al., 2015b; Oliva et al., 2016a).

A evolução pós-glaciária nas áreas de sobrecavação glaciária, como os covões e superfícies abrasadas com estrias e caneluras, favoreceu o desenvolvimento de solos, com colonização vegetal por prados alpinos, turfeiras e alguns *Pinus Nigra* nas partes baixas. Uma dinâmica iniciada no Dryas Recente e continuada durante do Holocénico, caracterizada pelo recuo glaciário que expôs vertentes à dinâmica periglaciária, onde a crioclastia produziu vertentes de detritos de forma mais abundante do que no domínio subnival, com formação de numerosos cones. Hoje, estas unidades encontram-se raramente colonizadas por prado alpino ou alguns líquenes, o que sugere a sua atividade atual.

Neste domínio, hoje em dia predomina uma dinâmica claramente condicionada pela intensidade e duração dos processos nivais. O logger instalado a 2.200 m indica a presença de neve entre 5 a 6 meses por ano, com médias de 2,2°C e sem dias com temperaturas abaixo dos 0°C por causa do isolamento térmico derivado da presença da neve (Oliva et al., 2016b). Os processos geomorfológicos associados à presença sazonal

¹⁵ Este limite superior está localizado aproximadamente a 2.300 m (ver capítulo 6.2).

de neve estão basicamente ligados aos movimentos de massa em vertente, como as avalanches associadas aos canais descobertos de bosque, aos leques aluviais e às vertentes colonizadas por prado alpino e afetadas por solifluxão que formam pequenos terraços decimétricos.

Domínio periglaciário/crionival (2.300-2800 m)

O domínio periglaciário/crionival encontra-se entre os 2.300 m e o topo dos picos, que ultrapassam os 2.800 m. A gênese geomorfológica relacionada com estas formas varia entre glaciária com exemplos herdados e periglaciária com exemplos ativos e herdados (Figura 78).

Neste domínio, essencialmente dentro dos circos e covões glaciários mais elevados, encontram-se moreias frontais dos glaciares de circo da fase 4, originados provavelmente durante as fases mais frias do Holocénico. O recuo destes glaciares de circo expôs superfícies nuas preservadas hoje em dia ou colonizadas por prados e finos solos orgânicos e paredes rochosas cobertas por depósitos de detritos. Um possível paralelismo encontra-se na bacia de Cinca, com moreias e superfícies rochosas abrasadas datadas do Holocénico Médio e Superior (García Ruiz et al., 2014).

Durante esta fase há uma subida em altura do andar periglaciário. As paredes rochosas livres de gelo, pelo recuo glaciário, foram afetadas posteriormente por processos de crioclastia que desenvolveram depósitos de detritos em forma de cone. Estes depósitos de detritos, juntamente com as moreias, serviram de fonte para o desenvolvimento de processos gelifluxivos que criaram uma nova geração como os glaciares rochosos ou protalus lobes, ao pé das paredes rochosas (Andrés et al., 2015). Estas geofomas são indicadoras de permafrost e provavelmente deixaram a sua atividade durante o Holocénico Médio e Tardio (Serrano et al., 2006). Ao pé das vertentes, os protalus ramparts ainda são ativos na atualidade e os cones de detritos estão descobertos de líquenes, sugerindo assim a atual atividade dos processos derivados da ação da crioclastia.

Quanto às áreas colonizadas por prados alpinos compostos de pastos de feno com solos finos, jovens e pouco desenvolvidos, o domínio periglaciário identifica-se em formas associadas a processos criogénicos como a solifluxão. De forma geral, a partir dos 2.400 m é possível identificar claramente formas de gênese criogénica como *terraces* de

solifluxão, em áreas de moderado a forte declive ($>18^\circ$) e orientadas a norte. Os dados térmicos do solo a 2.500 m num lóbulo de solifluxão mostraram uma média de temperatura negativa ($-1,4^\circ\text{C}$), com 115 dias com temperaturas sempre abaixo dos 0°C e 28 ciclos de gelo e degelo. Nos cones associados às vertentes também aparecem evidências de fluxos de detritos atuais (ou recentes) que provavelmente se originam durante a primavera. A fusão das neves satura o solo (ainda congelado subsuperficialmente) e favorece a mobilização de sedimentos nas vertentes (Oliva, 2009). Estas intensas condições frias e de congelação sazonal exemplificam a evidência de condições periglaciárias na atualidade neste ambiente.

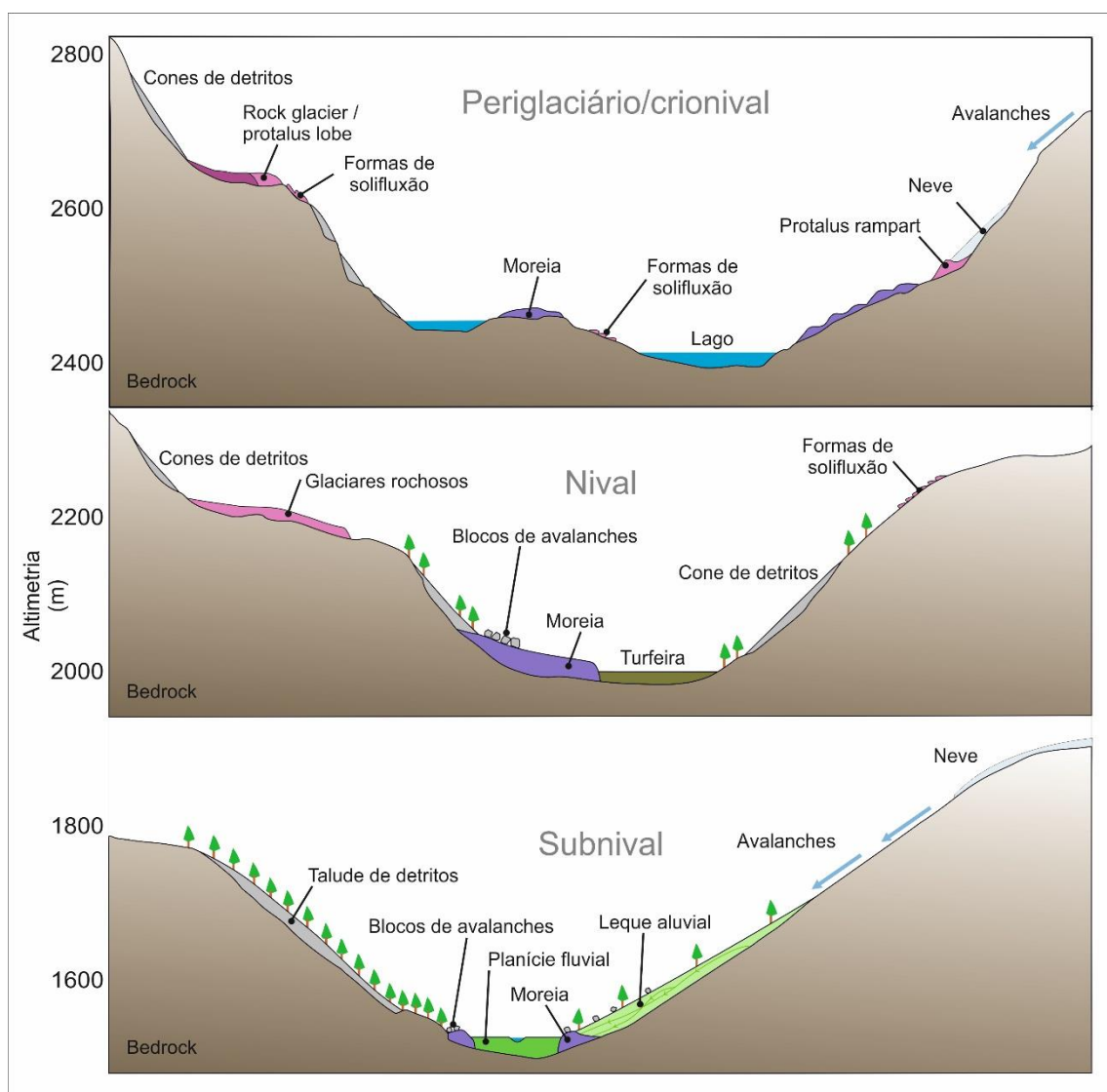


Figura 78. Esquema altitudinal geomorfológico no vale de Ruda.

Tabela 4. Distribuição dos processos geomorfológicos atuais no vale de Ruda.

Domínio	Ambiente	Processos e Formas	Regime térmico solo
Subnival	Fundo de vale e vertentes (1.500-1.900 m)	Crioclastia, leques aluviais, fluxos de detritos, avalanches	T _{méd} : 3,8°C 11 dias com T ≤ 0°C 195 dias com T > 0°C 12 ciclos de D-G
Nival	Covões e vertentes (1.900-2.300 m)	Crioturbação, crioclastia, solifluxão; cones de detritos, avalanches	T _{méd} : 2,2°C 0 dias com T ≤ 0°C 238 dias com T > 0°C 0 ciclos de D-G
Periglaciário	Circos e vertentes (2.300-2.800 m)	Crioturbação, crioclastia, solifluxão; cones de detritos, protalus ramparts	T _{méd} : -1,4°C 115 dias com T ≤ 0°C 75 dias com T > 0°C 28 ciclos de D-G

8. CONCLUSÕES

Esta dissertação melhorou significativamente o conhecimento sobre o comportamento glaciário no alto vale do rio Garona e a sua evolução ambiental pós-glaciária, nomeadamente no vale de Ruda, Pirenéus Centrais.

A metodologia multidisciplinar utilizada revelou-se pertinente e eficaz para atingir os objetivos definidos inicialmente. A adoção de métodos e técnicas próprias da geomorfologia, sedimentologia, deteção remota e modelação permitiram uma perspetiva holística sobre a sucessão geomorfológica (e ecológica para tempos recentes) acontecida desde a Última Glaciação aos dias de hoje neste ambiente da alta montanha ibérica.

Em relação à dinâmica glaciária no alto vale do rio Garona, a identificação de complexos morénicos a partir de imagens de satélite posteriormente validadas com observações de campo foi essencial para definir as várias fases de retrocesso glaciário e para a modelação dos paleoglaciares. A recolha de sedimentos em ambientes intra-morénicos hoje ocupados por turfeiras permitiu complementar a interpretação geomorfológica da sequência ambiental posterior à deglaciação no planalto de Beret. Os modelos dos paleoglaciares desenvolvidos pela ferramenta *GLARE* mostraram ser válidos para a compreensão da geografia dos antigos aparelhos glaciários. Além disso, a cartografia geomorfológica da distribuição de formas e processos atuais e herdados, complementada com a instalação de uma rede de sensores térmicos para controlar a evolução das condições térmicas do solo entre o outono de 2015 e a primavera de 2016 facilitaram e contribuíram para uma melhor caracterização espacial dos processos frios atuais e a sua sequência altitudinal hoje no vale de Ruda.

A paisagem do alto vale do rio Garona na atualidade é consequência do impacto geomorfológico deixado pelos glaciares durante a Última Glaciação e a evolução pós-glaciária posterior. Embora não tenhamos idades absolutas para cada uma das fases, a cronologia foi inferida a partir das relações morfoestratigráficas entre as formas e depósitos, além da comparação com os trabalhos já existentes com datações absolutas para os Pirenéus Centrais.

Durante o último ciclo glaciário quaternário, o alto vale do Garona registou uma sequência de recessão glaciária de quatro fases:

- *Fase 1: glaciares de vale e pé de montanha.*

O aparelho glaciário do alto vale do rio Garona preencheu os vales de línguas glaciárias que atingiam até 827 m de espessura. Desde a cabeceira, no vale de Ruda, ao complexo morénico mais externo, na bacia de Barbazan, o glaciar atingiu 87,8 km de comprimento e 244 km³ de volume glaciário. Todos os dados apontam para um complexo associado à MIE.

- *Fase 2: glaciares de vale.*

O glaciar do Garona recua e apresenta um período de estabilidade a uma altura de aproximadamente 1.000 m. Isso implica um recuo do 73% do seu comprimento, desconectando-se de numerosos dos seus tributários e ficando apenas com 11 km³ de volume. Esta fase parece corresponder ao Dryas Antigo.

- *Fase 3: glaciares nas partes altas dos tributários.*

O aparelho glaciário isola-se nos tributários das partes altas, sendo que o glaciar do Garona subiu para 2.050-2.200 m do vale de Ruda e 1.800-1.900 m em Beret, com 0,5% do volume inicial. Esta fase apresenta uma extensão dos glaciares comparável ao que aconteceu em outras áreas dos Pireneus Centrais durante o Dryas Recente.

- *Fase 4: glaciares de circo.*

Formam-se glaciares de circo a 2.300-2.500 m que não ultrapassam os 2 km das cabeceiras e juntos continham só 0,1% do volume do glaciar inicial. Esta última fase da deglaciação parece estar associada a períodos frios holocénicos.

O processo da deglaciação sugere uma evolução gradual das condições frias, com uma sequência evidenciada nos testemunhos sedimentares recolhidos em Beret. De ambientes proglaciários muito energéticos com transporte de sedimentos, gradualmente passamos a ter ambientes com uma deposição mais tranquila, terrestre, desenvolvimento de solos, estabilização geomorfológica e colonização vegetal (bosques, prados ou turfeiras). Esta evolução parece evidenciar o que aconteceu em muitas áreas relativamente planas de fundo de vale do rio Garona e planalto de Beret.

Os processos geomorfológicos atuais nas partes altas do alto vale do rio Garona, nomeadamente no vale de Ruda, desenvolvem-se de acordo com uma estrutura vertical que inclui três domínios: subnival, nival e periglaciário. O domínio subnival, situa-se no fundo de vale e vertente associadas entre os 1.500 e 1.900 m. É um ambiente florestal com solos bem desenvolvidos, e hoje dominam processos essencialmente fluviais, aluviais e de vertente sazonalmente, afetados pela dinâmica nival (avalanches). O domínio nival, situado nos covões glaciários e vertentes associadas, encontra-se entre os 1.900 e 2.300 m e é o andar onde se desenvolvem predominantemente processos nivais por estar coberto de neve durante 5 a 6 meses do ano, com um bosque menos denso e onde o prado alpino aumenta assim como as superfícies rochosas nuas. Por último, o andar periglaciário encontra-se nos circos glaciários e paredes rochosas entre os 2.300 e 2.800 m, onde a dinâmica geomorfológica atual é caracterizada por uma génese criogénica intensamente afetada por ciclos de gelo e degelo, com processos atuais predominantemente caracterizados por crioclastia, crioturbação e solifluxão, o que explica a fraca presença de vegetação e o domínio de substrato rochoso com formação de solos incipientes.

Para terminar, deixaria algumas palavras para trabalhos futuros. Esta dissertação deixa uma porta aberta para datar o MIE e o sucessivo recuo glaciário no alto vale do Garona, de preferência por datações de isótopos cosmogénicos e OSL. Nas partes altas do alto vale do rio Garona, os vales de Valarties e Aiguamòg continuam a necessitar de estudos de raiz sobre o comportamento glaciário durante a sua recessão e pós-glaciária. Seria interessante validar o modelo da distribuição dos glaciares nas áreas não incluídas no estudo. Além disso este estudo deverá ser complementado com um melhor conhecimento sobre a monitorização da dinâmica geomorfológica em formas periglaciárias, que ainda é inexistente nas partes altas do rio Garona, assim como acontece em muitas outras áreas dos Pirenéus.

9. BIBLIOGRAFIA

Alley, R.B., e Clark, P.U., 1999. The deglaciation of the northern hemisphere: A global perspective. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 27, 149–82.

Alverson, K.D., Bradley, R.S., Pedersen, T.F., 2002. *Paleoclimate, Global Change and Future*. ISBN 3-540-42402-4. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York.

Andrés, N., Palacios, D., Gómez Ortiz, A., García Ruiz, J.M., López-Moreno, J.I., Salvador Franch, F., Oliva, M., 2015. Origen, cronología y evolución de los glaciares rocosos fósiles de las cordilleras ibéricas (Pirineos, Sistema Central y Sierra Nevada). In: Serrano, E. (Ed.), *Proceedings of the V Iberian Conference of the International Permafrost Association*, Valladolid, Spain, pp. 35.

Andrieu, V., 1991. *Dynamique du paléoenvironnement de la vallée montagnarde de la Garonne (Pyrénées centrales, France) de la fin des temp glaciaires à l'actuel*. Tese de doutoramento. Univ. Toulouse 2, France, pp. 330.

Andrieu, V., Hubschman, J., Jalut, G., Hérail, G., 1988. Chronologie de la dégladation des Pyrénées françaises. Dynamique de sédimentation et contenu pollinique des paléolacs; application à l'interprétation du retrait glaciaire. In: *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire* 25 (2-3), 55-67.

Bakke, J., e Nesje, A., 2011. Equilibrium-line altitude (ELA). In: Singh, V., Singh, P., Haritashya, U. (Eds.), *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Springer, Netherlands, pp. 268–277.

Barry, G.R., e Chorley, J.R., 2003. *Atmosphere, Weather and Climate*, Routledge, London.

Bell, M., e Walker, M.J.C. 2005. *Late Quaternary Environmental Change: Physical and Human Perspectives*. 2º Edition. Printed and bound by Ashford Colour Press, Gosport, Hants. ISBN: 978-0-13-033344-5.

Boixadera, J., Ascaso, E., Herrero, C., Jaquet, J., 2014. *Els Sòls de Catalunya. Val d'Aran. Monografies Tècniques; 4*. Institut Cartogràfic i Geològic da Catalunya, pp.188. ISBN: 9788439392538.

Bolòs, O. e Vigo, J., 1984. Flora dels Països Catalans. Todos os volumes. Editorial Barcino. Barcelona.

Bolòs, O., 1994. Vegetació, em: Geografia Física, em: Atlas comarcau de Catalunya-Val d'Aran. Institut Cartogràfic de Catalunya. Generalitat de Catalunya ISBN 84-393-2928-8.

Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, C., Hajdas, I., Bonani, G., 1997. A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science* 278.

Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler R., Evans, M.N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., Bonani, G., 2001. "Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene". *Science* 294 (5549), 2130–2136.

Bordonau, J., 1985. Estudi geomorfològic del sector sudoccidental de la Vall d'Aran. L'evolució quaternària de les valls dels rius Jòeu i Nere. Tese de licenciatura. Dpt. de Geomorfologia i tectònica, Universitat de Barcelona, pp. 141., inédita.

Bordonau, J., 1992. Els complexos glàcio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus. Tese de doctoramento. Dept. de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia, Universitat de Barcelona, Geofoma Ediciones, Logroño, Spain, pp. 251.

Bordonau, J., Vilaplana, J.M., Fontugne, M., 1993. The Glaciolacustrine complex of Llestui (Central Southern Pyrenees): A key-locality for the chronology of the glacial cycle in the Pyrenees. *Comptes-Rendus de l'académic des Sciences Série II*. 316, 807-813.

Bradley, R.S., e Jones, P.D., 1992. *Climate since 1500 A.D.* Routledge. London, pp. 679.

Calvet, M., 1996. Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne: les Pyrénées orientales. Documents du BRGM, n° 255, Orléans, BRGM édit. pp. 1177, 3 vols.

Calvet, M., 2004. The Quaternary glaciation of the Pyrenees. *Developments in Quaternary Science* 2, 119-128, DOI: 10.1016/S1571-0866 (04)80062-9.

Calvet, M., Delmas, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Bourlès, D., 2011. Recent advances in research on Quaternary glaciations in the Pyrenees. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (Eds.), *Quaternary Glaciations, Extent and Chronology, A Closer Look. Part IV.* Elsevier, Amsterdam, pp. 127–139.

Chazarra, A., Barceló, M.A., Pires, V., Cunha, S., Mendes, M., Neto, J., 2011. *Atlas climático ibérico- Iberian climate atlas: Temperatura do ar e precipitação (1971-2000).* ISBN: 978-84-7837-079-5.

Clark, P.U., Dyke, A.S., Shakun, J.D., Carlson, A.E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J.X., Hostetler, S.W., McCabe, A.M., 2009. The Last Glacial Maximum. *Science* 325, 710–714.

Clark, P.U., Shakun, J.D., Baker, P.A., Bartlein, P.J., Brewer, S., Brook, E., Carlson, A.E., Cheng, H., Kaufman, D.S., Liu, Z., Marchitto, T.M., Mix, A.C., Morrill, C., Otto-Bliesner, B.L., Pahnke, K., Russell, J.M., Whitlock, C., Adkins, J.F., Blois, J.L., Clark, J., Colman, S.M., Curry, W.B., Flower, B.P., He, F., Johnson, T.C., Lynch-Stieglitz, J., Markgraf, V., McManus, J., Mitrovica, J.X., Moreno, P.I., Williams, J.W., 2012. Global climate evolution during the last deglaciation. *PNAS* E1134-E1142.

Chueca, J.C., e Julián A.A., 1995. Cuantificación de movimientos de masa lentos en medios de montaña: Pirineo central. *Lurralde* 18, 173-196. ISSN: 1697-3070.

Daansgard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjornsdottir, A.E., Jouzel, J., Bond, G., 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* 364, 218-220.

Darnault, R., Rolland, Y., Braucher, R., Bourlès, D., Revel, M., Sánchez, G., Bouissou, S., 2012. Timing of the last deglaciation revealed by receding glaciers in the Alps: impact on mountain geomorphology. *Quaternary Science Reviews* 31 (12).

Delmas, M., 2009. *Chronologie et impact géomorphologique des glaciations quaternaires dans l'est des Pyrénées.* Tese de doutoramento. Université de Paris 1 Panthéon-Sorbonne. 7–29.

Delmas, M., 2015. The last maximum ice extent and subsequent deglaciation of the Pyrenees: an overview of recent research. *Cuadernos de Investigación Geográfica* 41 (2), 359-387.

Delmas, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Calvet, M., Bourlès, D., 2008. Exposure age chronology of the last glacial cycle in the eastern Pyrenees. *Quaternary Research* 69 (2), 231-241.

Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, M., Braucher, R., Bourlès, D., 2011. Palaeogeography and ^{10}Be exposure-age chronology of Middle and Late Pleistocene glacier systems in the northern Pyrenees: implications for reconstructing regional palaeoclimates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 305, 109–122.

Deltell, E.A., 2006. El Glaciarismo en la Península Ibérica. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 13.3, 242-251 I.S.

Domínguez-Villar, D., Carrasco, R.M., Pedraza, J., Cheng, H., Edwards, R.L., Willenbring, J.K., 2013. Early maximum extent of paleoglaciers from Mediterranean mountains during the last glaciation. *Scientific Reports* 3, 20-34.

Dormoy, I., Peyron, O., Cambourieu Nebout, N., Goring, S., Kutthoff, U., Magny, M., Pross, J., 2009. Terrestrial climate variability and seasonality changes in the Mediterranean region between 15000 and 4000 years BP deduced from marine pollen records. *Clim. Past.* 5 (4), 615-632

Ehlers, J., Gibbard, P.L., 2007. The extent and chronology of Cenozoic Global Glaciation. *Quaternary International* 164-165, 6–20.

Feuillet, T., e Mercier, D., 2012. Post-Little Ice Age patterned ground development on two Pyrenean proglacial areas: from deglaciation to periglaciation. *Geografiska Annaler Series A. Physical Geography* 94, 363-376.

Flemming, B.W., 2000. A revised textural classification of gravel-free muddy sediments on the basis of ternary diagrams. *Cont. Shelf. Res.* 20, 1125-1137.

French, H.M., 2007. *The periglacial environment*, John Wiley & Sons Ltd, London.

García Ruiz, J.M., Alvera, B., Barrio G.D., Puigdefabregas, J., 1990. Geomorphic processes above timberline in the Spanish Pyrenees. *Mountain Research and Development* 10 (3), 201-214.

García Ruiz, J.M., e Martí Bono, C.E., 1994. Rasgos fundamentales del glaciario cuaternario en el Pirineo aragonés. In: Martí Bono, C.E. & García Ruiz, J.M. (eds), *El glaciario surpirenaico: nuevas aportaciones*, Logroño, Geoforma edit. 17-31.

García Ruiz, J.M., Valero-Garcés, B.L., González-Sampériz, P., Lorente, A., Martí Bono, C., Beguería, S., Edwards, L., 2001. Stratified scree in the Central Spanish Pyrenees: Palaeoenvironmental implications. *Permafrost and Periglacial Processes* 12, 233-242.

García Ruiz, J.M.; Valero Garcés, B.; Martí Bono, C., González Sampériz, P., 2003. Asynchronicity of maximum glacial advances in the central Spanish Pyrenees. *Journal of Quaternary Science* 18 (1), 61-72.

García Ruiz, J.M., Martí Bono, C., Peña-Monné Sancho, C., Rhodes, R.J., Valero-Garcés, B.L., González-Sampériz, P., Moreno, A., 2013. Glacial and Fluvial Deposits in the Aragon Valley, Central-Western Pyrenees: Chronology of the Pyrenean Late Pleistocene Glaciers. *Geografiska Annaler Series A. Physical Geography* 95, 15-32.

García Ruiz, J.M., Palacios, D., Andrés, N., Valero-Garcés, B.L., López-Moreno, J.I., Sanjuán, Y., 2014. Holocene and 'Little Ice Age' glacial activity in the Marboré Cirque, Monte Perdido Massif, Central Spanish Pyrenees. *Holocene* 24 (11), 1439-1452.

García Ruiz, J.M., López-Moreno, J.I., Lasanta, T., Vicente Serrano, M., González-Sampériz, P., Valero-Garcés B. L., Sanjuán, Y., Beguería S., Nadal-Romero, E., Lana-Renault, N., Gómez-Villar, G., 2015. Los efectos geocológicos del cambio global en el Pirineo central español: una revisión a distintas escalas espaciales y temporales. *Pirineos. Revista de Ecología de Montaña* Vol. 170.

García Ruiz, J.M., Palacios, D., González-Sampériz, P., Andrés, N., Moreno, A., Valero-Garcés, B., Gómez-Villar, A., 2016. Evidencias de actividad glacial durante el Dryas reciente (12,9-11,7 ka BP) en la Península Ibérica. *Cuaternario y Geomorfología* 30 (1-2), 9-21.

Gellatly, A.F., Grove, J.M., Switsur, V.R., 1992. Mid-Holocene glacier activity in the Pyrenees. *The Holocene* 2, 266-270.

Gómez Ortiz, A., Palacios, D., Palade, B., Vázquez-Selem, L., Salvador-Franch, F., 2012. The deglaciation of the Sierra Nevada (Southern Spain). *Geomorphology* 159-160, 93-105.

Gómez Ortiz, A., Oliva, M., Palacios, D., Salvador Franch, F., Vázquez-Selem, L., Salvà-Catarineu, M., Andrés, N., 2015. The Deglaciation of Sierra Nevada (Spain), Sythesis of the knowledge and new contributions. *Cuadernos de Investigación Geográfica* 41 (2), 409-426. ISSN: 0211-6820.

González-García, M., 2014. La Alta montaña periglaciaria en el Pirineo Central español. Procesos, formas y condiciones ambientales. Tese de doutoramento. University of Málaga.

González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B.L., Moreno, A., Jalut, G., García Ruiz, J.M., Martí Bono, C., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Otto, T., Debouat, J.J., 2006. Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr. revealed by the El Portalet sequence. *Quaternary Research* 66, 38-52.

González-Trueba, J.J., 2006. Topoclimatical factors and very small glaciers in Atlantic mountain of SW Europe: Little Ice Age glacial advance in Picos de Europa (NW Spain). *Z. Gletsch. kd. Glazial Geol.* 39, 115–125.

González-Trubera, J.J., Martín Moreno, R., Martínez de Pisón, E., Serrano, E., 2008. Little Ice Age glacier advance and current glaciers in the Iberian Peninsula. *The Holocene* 18, 551-568.

Goron, L., 1941. Le rôle des glaciations quaternaires dans le modelé des vallées maitresses des pré-pyrénées ariégoises et garonnaises et de leur avant-pays. Dissertação de doutoramento, Universidade de Toulouse, Toulouse.

Grove, J.M., 2004. *Little Ice Ages: Ancient and Modern*. Routledge, London, pp. 718.

Hérail, G., Jalut, G., 1986. L'obturation de Sost (Haute-Garonne): données nouvelles sur le paléo-environnement de la phase de progression du glacier würmien dans les Pyrénées centrales. *C.R.Acad.Sc.Paris*, 303, 2, 8, 743-748.

Hoek, W.Z., 1997. *Palaeogeography of Lateglacial Vegetations. Aspects of Lateglacial and Early Holocene vegetation, abiotic landscape, and climate in The Netherlands*. Netherlands Geographical Studies 230, 146.

Hubschman, J., 1975. La plaine de rivière et le complexe de terrasses et moraines au Sud de Montrejeau. In: *Bull. Assoc. Fr. pour l'Étude du Quatern.* 12 (3-4), 192-200.

Hubschman, J., 1984. Glaciaire ancien et glaciaire récent: analyse comparée de l'altération de moraines terminales nord-pyrénéennes. Colloque «Montagnes-Piémonts», *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, I, 313-332.

Huddart, D., e Stott, T., 2010. *Earth environments: past, present, and future* p. cm. ISBN 978-0-471-48532-2 (cloth)1. Earth sciences–Textbooks. I. Stott, Tim. II. Title. QE28.H84 2010 550–dc22.

Hughes, P., 2014. Little Ice Age glaciers in the Mediterranean Mountains-Glaciers du petit âge de glace en Méditerranée; *Méditerranée* n°122.

Hughes, A.L.C., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø.S., Mangerud, J., Svendsen, J.I., 2016. The last Eurasian ice sheets e a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas* 45, 1-45.

Huijzer, B., Vandenberghe, J., 1998. Climatic reconstruction of the Weichselian Pleniglacial in northwestern and central Europe. *Journal of Quaternary Science* 13, 391–417.

Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record. In: Berger, A.L., et al. (Eds.), *Milankovitch and Climate, Part I*. D. Reidel Publ, Dordrecht pp. 269–305.

IPCC, 2013. *Climate Change 2013: the Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, 1535 pp.

Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Maisch, M., Christl, M., Kubik, P.W., 2009. Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. *Quat. Sci. Rev.* 28, 2137-2149.

Jalut, G., Delibrias, G., Dagnac, J., Mardones, M., Bouhours, M., 1982. A palaeoecological approach to the last 21000 years in the Pyrénées: the peat bog of Freychinede (alt. 1350 m, Ariège, South France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 40, 321–359.

Jalut, G., Andrieu, V., Delibrias, G., Fontugne, M., Pagès, P., 1988. Palaeoenvironment of the valley of Ossau (Western French Pyrenees) during the last 27,000 years. *Pollens et Spores* 30, 357-394.

Jalut, G., Amat, A.E., Bonnet, L., Gauquelin, T., Fontugne, M., 2000. Holocene climatic changes in the Western Mediterranean, from south-east France to south-east Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 160, 255–290.

Jalut, G., Turu, V., Dedoubat, J.J., Otto, T., Ezquerro, J., Fontugne, M., Belet, J.M., Bonnet, L., García de Celis, A., Redondo-Vega, J.M., Vidal-Romaní, J.R., Santos, L., 2010. Palaeoenvironmental studies in NW Iberia (Cantabrian range): vegetation history and synthetic approach of the last deglaciation phases in the western Mediterranean. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 297 (2), 330-350.

Jiménez-Sánchez, M. e Farias, P. 2002. New radiometric and geomorphologic evidence of Last Glacial Maximum older than 18 ka in SW European mountains: the example of Redes Natural Park, Cantabrian Mountains. NW Spain. *Geodinámica Acta*, 15, 93–101.

Jiménez-Sánchez, M., Rodríguez-Rodríguez, L., García Ruiz, J.M., Domínguez-Cuesta, M.J., Fariasa, P., Valero-Garcés, B., Moreno, A., Ricob, M., Valcárcel, M. 2013. A review of glacial geomorphology and chronology in northern Spain: timing and regional variability during the last glacial cycle. *Manuscrito*

Joly, F., 1997. *Glossaire de géomorphologie. Base de données sémiologiques pour la cartographie.* Masson/Armand Colin, Paris.

Kleinsmiede, W.F.J., 1960. Geology of the Valle d'Aran (Central Pyrenees). Leidse Geol. Mededelingen 25, 129-245.

Kristensen, E., 1990. Characterization of biogenic organic matter by stepwise thermogravimetry (STG). Biogeochemistry 9, 135-159.

Kuhlemann, J., Rohling, E.J., Kumrei, I., Kubik, P., Ivy-Ochs, S., Kucera, M., 2008. Regional synthesis of Mediterranean atmospheric circulation during the Last Glacial Maximum. Science 321, 1338-1340.

Lasanta, T., Beguería, S., García Ruiz, J.M., 2006. Geomorphic and hydrological effects of traditional shifting agriculture in a Mediterranean mountain, Central Spanish Pyrenees. Mn. Res. Dev. 26 (2), 146-152.

Liébana, F.V., 2011. El Garona y sus iguales. Palaeohispanica 11, 173-187. ISSN: 1578-5386.

López-Moreno, J.I, Revuelto, J., Rico, I., Chueca-Cía, J., Julián, A., Serreta, A., Serrano, E., Vicente-Serrano, S. M., Azorin-Molina, C., Alonso-González, E., García Ruiz, J. M., 2016. Thinning of the Monte Perdido Glacier in the Spanish Pyrenees since 1981. The Cryosphere 10, 681-694.

Lynn, G.J., 2005. Macrogeomorphology and Erosional History of the Postorogenic Pyrenean Mountain Belt. Tese de doutoramento. University of Edinburgh, Earth and Planetary Science Research Institute, UK, pp. 388.

Mardones, M., 1982. Le Pléistocène supérieur et l'Holocène du piémont de Lourdes: le gisement de Biscaye (Hautes Pyrénées, France). Etude palynologique, sédimentologique et géomorphologique. Tese de Doutoramento Universidade de Toulouse 2, pp. 100.

Mardones, M., Jalut, G., 1983. La Tourbière de Biscaye (Alt. 409 m, Hautes Pyrénées): approche paléoécologique des 45 000 dernières années. Pollen et Spores 25, 163-212.

Martín-Vide, J., Brunet, M., Prohom, M., Rius, A., 2011. Els climes de Catalunya. Present i tendències recents.

Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Stager, J.C., Karlen, W., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., Van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R., Steig, E.J., 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research* 62, 243-255.

Mianes, A., 1955. Les Ancienes glaciers des pyrénées garonnaises. *Pirineos*, XI (35-38), 5-76.

Martí Soler, M., 1988. Estudi geomorfològic del massís central de la vall d'Aran (Pirineu Central) Tese de licenciatura, Departament de Geografia Física i Anàlisi Geogràfica Regional UB.

Moreno, A., González-Sampériz, P., Morellón, M., Valero-Garcés, B.L., Fletcher, W.J. 2012. Northern Iberian abrupt climate change dynamics during the Last Glacial cycle: a view from lacustrine sediments. *Quaternary Science Reviews* 36, 139-153.

Moreno, A., Valero-Garcés, B., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez, M.J., Mata, P., Navas, A., González-Sampériz, P., Stoll, H., Farias, P., Morellón, M., Corella, J.P., Rico, M., 2010. The last deglaciation in the Picos de Europa National Park (Cantabrian Mountains, Northern Spain). *Journal of Quaternary Science* 25 (7), 1076-1091.

Moreno, A., Svensson, A., Brooks, S.K., Connor, S., Engels, S., Fletcher, W., Genty, D., Heiri, O., Labuhn, I., Persoiu, A., Peyron, O., Sadori, L., Valero-Garcés, B., Wulf, S., Zanchetta, G., 2014. A compilation of western European terrestrial records 60-8 ka BO: towards an understanding of latitudinal climatic gradients. *Quaternary Science Reviews* 106, 167-185.

Nesje, A., e Dahl, S.O., 2000. *Glaciers and Environmental Change*. London, pp. 203.

Nye, F., 1952. A method of calculating the thicknesses of the ice-sheets, *Nature*, 169, 529-530.

Oliva, M., 2009. *Holocene Alpine Environments in Sierra Nevada (Southern Spain)*. Tese de doutoramento. University of Barcelona, pp. 343.

Oliva, M., e Gómez Ortiz A., 2011. Holocene deposits slope dynamics in Sierra Nevada (south Spain). *Sedimentological analysis of solifluction landforms and lake*

deposits. Geological Society, London, Special Publications 2011 354, 227-239 DOI: 10.1144/SP354.15.

Oliva, M., Schulte, L., Gómez Ortiz, A., 2011. The role of aridification in constraining the elevation range of Holocene solifluction processes and associated landforms in the periglacial belt of the Sierra Nevada (Southern Spain). *Earth Surface Processes and Landforms*, 36, 1279-1291.

Oliva, M., Gómez Ortiz, A., 2012. Late Holocene environmental dynamics and climate variability in a Mediterranean high mountain environment (Sierra Nevada, Spain) inferred from lake sediments and historical sources. *Holocene* 22 (8), 915-927.

Oliva, M., Gómez Ortiz, A., Palacios, D., Salvador Franch, F., Salvà-Catarineu, M., 2014. Environmental evolution in Sierra Nevada (South Spain) since the Last Glaciation based on multi-proxy records. *Quaternary International* 353, 195-209

Oliva, M., Serrano, E., Gomez-Ortiz, A., González-Amuchastegui, M.J., Nieuwendam, A., Palacios, D., Pérez-Alberti, A., Pellitero-Ondicol, R., Ruiz-Fernández, J., Valcárcel M., Vieira, G., Antoniades, D., 2016a. Spatial and temporal variability of periglaciation of the Iberian Peninsula. *Quaternary Science Reviews* 137, 176-199.

Oliva, M., Hrbacek, F., Ruiz-Fernández, J., Ángel de Pablo, M., Viera, G., Ramos, M., Antoniades, D., 2016b. Active layer dynamics in three topographically distinct lake catchments in Byers Peninsula (Livingston Island, Antarctica). *Cantera* xxx, xxx-xxx.

Palacios, D., Marcos, J., Vázquez-Selem, L., 2011. Last Glacial Maximum and deglaciation of Sierra de Gredos, central Iberian Peninsula. *Quaternary International* 233, 16-26.

Palacios, D., Andrés, N., Marcosa, J., Vázquez-Selem, L., 2012a. Glacial landforms and their paleoclimatic significance in Sierra de Guadarrama, Central Iberian Peninsula. *Geomorphology* 139–140, 67–78.

Palacios, D., Andrés, N., Marcos, J., Vázquez-Selem, L., 2012b. Maximum glacial advance and deglaciation of the Pinar Valley (Sierra de Gredos, Central Spain) and its significance in the Mediterranean context. *Geomorphology* 177-178, 51-61.

Palacios, D., García Ruiz, J.M., 2015. Foreword: Deglaciation in Europe. New insights and questions Cuadernos de Investigacion Geografica. 41 (2) 257-259. ISSN 0211-6820;

Palacios, D., Andrés, N., López-Moreno, J., García Ruiz, J., 2015a. Late Pleistocene deglaciation in the upper Gállego Valley, central Pyrenees. Quaternary Research 83, 397–414.

Palacios, D., Gómez Ortiz, A., Andrés, N., Vázquez-Selem, L., Salvador Franch, F., Oliva, M., 2015b. Maximum extent of Late Pleistocene glaciers and last deglaciation La Cerdanya montains, Southeastern Pyrenees. Geomorphology 231, 116-129.

Palacios, D., Andrés, N., Gómez Ortiz, A., García Ruiz, J.M., 2016. Evidence of glacial activity during the Oldest Dryas in the mountains of Spain. In: Hughes, P.D., Woodward, J.C. (Eds.), Quaternary Glaciation in the Mediterranean Mountains. Geological Society, London.Special Publications. 433.

Pallàs, R., Rodés, A., Braucher, R., Carcaillet, J., Ortuno, M., Bordonau, J., Bourlès, D., Vilaplana, J.M., Masana, E., Santanach, P., 2006. Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: a critical review and new evidence from 10Be exposure ages, south-central Pyrenees. Quaternary Science Reviews 25 (21-22), 2937-2963.

Pallàs, R., Rodés, A., Braucher, R., Bourlès, D., Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, Y., 2010. Small, isolated glacial catchments as priority target for cosmogenic surface dating of Pleistocene climate fluctuations, SE Pyrenees. Geology. 38, 891–894.

Pellitero, R., 2012. Quaternary Palaeoenvironment and Geodiversity of Fuentes Carrionas Massif-Montaña Palentina. University of Valladolid, p. 1085 (Ph.D. thesis), pp. 1085.

Pellitero, R., Rea, B., Spagnolo, M., Bakke, J., Hughes F, Ivy-Ochs, S., Lukas, S., Ribolini, A., 2015. A GIS tool for automatic calculation of glacier equilibrium-line altitudes. Computers & Geosciences 82, 55-62.

Pellitero, R., Rea, R.B., Spagnol, M., Bakke, J., Ivy-Ochs, S., Frew, R.C., Hughes, P., Ribolini, A., Lukas, S., Renssen, A., 2016. GlaRe, a GIS tool to reconstruct the 3D surface of palaeoglaciers. Manuscript Number: CACEO-D15-00700.

Peña, J.L., Sancho, C., Lewis, C., McDonald, E., Rhodes, E., 2004. Datos cronológicos de las morrenas terminales del glaciar del Gállego y su relación con las terrazas fluvio-glaciares (Pirineo de Huesca). In: Peña, J.L., Longares, L.A., Sánchez, M. (Eds.), *Geografía Física de Aragón, Aspectos generales y temáticos*. Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico, Zaragoza, pp. 71–84.

Pérez-Alberti, A., Valcárcel, D.M., Blanco-Chao, R., 2004. Pleistocene glaciation in Spain en *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology*, ed. Ehlers, J. & Gibbard, P.L., Elsevier, Amsterdam, pp. 389–394.

Pérez Obiol, R., e Julià, R., 1994. Climate changes on the Iberian Peninsula recorded in a 30,000-yr pollen record from Lake Banyoles. *Quaternary Research* 41, 91-98.

Pérez-Sanz, A., González-Sampériz, P., Moreno, A., Valero-Garcés, B., Gil-Romera, G., Rieradevall, M., Tarrats, P., Lasheras-Álvarez, L., Morellón, M., Belmonte, A., Sancho, C., Sevilla-Callejo, M., Navas, A., 2013. Holocene climate variability, vegetation dynamics and fire regime in the central Pyrenees: the Basa de la Mora sequence (NE Spain). *Quaternary Science Reviews* 73, 149-169.

Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pepin, L., Ritz, C., Saltzman, E., Stievenard, M., 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399, 429-436.

Pisabarro, A., Pellitero, R., Serrano, E., Gómez-Lende, M., González-Trueba, J.J., 2016. Grond temperatures, landforms and processes in an Atlantic mountain Cantabrian range (northern Spain). Cantena. manuscript draft;

Renssen, H., e Isarin, R.F.B., 2001. The two major warming phases of the last deglaciation at 14.7 and 11.5 ka cal BP in Europe: climate reconstructions and AGCM experiments. *Global and Planetary Change* 30, 117–153;

Rivas-Martínez, S. e Costa, M., 1998. Datos de Vegetación y el bioclima de Valle de Arán.

Ruiz-Fernández, J., Nieuwendam, A., Oliva, M., Lopes, V., Cruces, A., Freitas, M.C., Janeiro, A., López-Sáez, A.L., 2015. Cryogenic processes and fire activity in a high Atlantic mountain area in NW Iberia (Picos de Europa) during the Mid-Late Holocene. *Science of the Total Environment*. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2016.03.022.

Ruiz-Fernández, J., Oliva, M., Cruces, A., Lopes, V., Freitas, M.C., Andrade, C., García-Hernández, C., López-Sáez, J.A., Gerdal, M., 2016. Environmental evolution in the Picos de Europa (Cantabrian Mountains, SW Europe) since the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews* 138, 87-104.

Schilling, D.H., e Hollin, J.T., 1981. Numerical reconstructions of valley glaciers and small ice caps. In: Denton, G.H., Hughes, T.J. (Eds.), *The Last Great Ice Sheets*. Wiley, New York, pp. 207-220.

Serrano, E., e Agudo, C., 2004. Glaciares rocosos y deglaciación en la alta montaña de los Pirineos aragoneses (España) *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)* 99, 159-172. ISSN 0583-7510.

Serrano, E., San José, J.J., Agudo, C., 2006. Rock glacier dynamics in a marginal periglacial high mountain environment: flow, movement (1991-2000) and structure of the Argualas rock glacier, the Pyrenees. *Geomorphology* 74, 285-296.

Serrano, E., González-Trueba, J.J., San José, J.J., 2011. Dinámica, evolución y estructura de los glaciares rocosos de los Pirineos. *Cuadernos de Investigación Geográfica* 37, 145-169.

Serrano, E.C., e Gómez-Lende, M., 2015. Periglaciario, nivación y Glaciario Cuaternario en Alto Campoo (Cordillera Cantábrica). V Congreso Ibérico International Permafrost Association, Valladolid, España.

Serrano, E., González Trueba, J.J., Pellitero, R., Gómez Lende, M., 2016. Quaternary glacial history of the Cantabrian Mountains of northern Spain: a new synthesis. From: Hughes, P. D. & Woodward, J. C. (eds) *Quaternary Glaciation in the Mediterranean Mountains*. Geological Society, London, Special Publications, pp. 433.

Serrat, D., Martí, M., Bordonau, J., 1994. Geologia, Geomorfologia e Risques, em: Geografia Física, em: Atlas comarcau de Catalunya-Val d'Aran. Institut Cartogràfic de Catalunya. Generalitat de Catalunya

Stange, K.M., Van Balen, R.T., Kasse, C., Vandenberghe, J., Carcaillet, J., 2014. Linking morphology across the glaciofluvial interface: A ^{10}Be supported chronology of glacier advances and terrace formation in the Garonne River, northern Pyrenees, France. *Geomorphology* 207, 71-95.

Stott, P.A., Tett, S.F.B., Jones, G.S., Allen, M.R., Mitchell, J.F.B., Jenkins, G. J., 2000. External control of 20th century temperature by natural and anthropogenic forcings *Science* 290, 2133-2137.

Taillefer, F., 1954. La terminaison du Glacier de la Garonne au sud de Montréjeau Bull. Section Géogr. Comité Trav Hist. Et Sc., t. LXVI (actes du 78 ème Congrès des Sociétés savantes, Toulouse) 271-282.

Taillefer, F., 1957. Le glaciaire pyrénéen: versant nord et versant sud. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, XXVIII, 3, 221-244.

Taillefer, F., 1969. Terrasses de la vallée souspyrénéenne de la Neste-Garonne et morphologie glaciaire de la vallée de la Garonne. *Le Quaternaire de la vallée de l'Ariège. Livret-guide excursion A 6, VIII° Congrès INQUA, Paris*, 38-47.

Taillefer, F., 1984. La terminaison du glacier de la Garonne au sud de Montréjeau. *Bulletin de la Section de Géographie, Comité des Travaux Historiques et Scientifiques* 66, 271–282.

Taylor, K.C., Hammer, C.U., Alley, R.B., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gow, A.J., Gundestrup, N.S., Kipfstuhl, J., Moore, J.C., Waddington, E.D., 1993. Electrical conductivity measurements from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature* 366, 549–552.

Turu, V., Calvet, M., Bordonau, J., Gunnell, Y., Delmas, M., Vilaplana, J.M., Jalut, G., 2016. Did Pyrenean glaciers dance to the beat of global climatic events? Evidence from the Würmian sequence stratigraphy of an ice-dammed palaeolake depocentre in

Andorra. Quaternary Glaciation in the Mediterranean Mountains, Geological Society, London. Special Publication, 433.

Uriarte, A., 2010. Historia del clima de la Tierra, pp. 311.

Vandenbergh, J., French, H.M., Gorbunov, A., Marchenko, S., Velichko, A.A., Jin, H., Cui, Z., Zhang, T., Wan, X., 2014. The Last Permafrost Maximum (LPM) map of the Northern Hemisphere: permafrost extent and mean annual air temperatures, 25-17 ka BP. *Boreas* 43, 652–666. DOI:10.1111/bor.12070.

Vidal, B. T., 1994. Introducció a l'economia comarcal, em: Geografia económic i de seveis, em: Atlas comarcau de Catalunya-Val d'Aran. Institut Cartogràfic de Catalunya. Generalitat de Catalunya ISBN 84-393-2928-8.

Vieira, G., Ferreira, A.B., Mycielska-dowgiało, E., Woronko, B., Olszak, I., 2001. Thermoluminescence dating of fluvioglacial sediments (Serra da Estrela, Portugal), *Actas VREQUI / I REQUI*, Lisboa, p. 85-88.

Vieira, G., 2004. Geomorfologia dos planaltos e altos vales da Serra da Estrela, ambientes frios do Pleistoceno Superior e dinâmica atual (Geografia Física). Tese de doutoramento. Universidade de Lisboa, pp. 741.

Wu, H., Guiot, J., Brewer, S., Guo, Z., 2007. Climatic changes in Eurasia and Africa at the Last Glacial Maximum and Mid-Holocene: reconstruction from pollen data using inverse vegetation modelling. *Climate Dynamics* 29, 211-229.

Websites

<http://www.icgc.cat/>

<http://www.jspacesystems.or.jp/ersdac/GDEM/E/4.html>

<http://www.meteo.cat/>